

551.324/CH1

MFMEIER CR24-1340

83001296

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГРАММЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА

О. П. ЧИЖОВ, В. С. КОРЯКИН, Н. В. ДАВИДОВИЧ, З. М. КАНЕВСКИЙ,
Е. М. ЗИНГЕР, В. Я. БАЖЕВА, А. Б. БАЖЕВ, И. Ф. ХМЕЛЕВСКОЙ

ОЛЕДЕНЕНИЕ НОВОЙ ЗЕМЛИ

ГЛЯЦИОЛОГИЯ

№ 18

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД

—

INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL YEAR

1957—1958—1959



*RESULTS OF RESEARCHES ON THE PROGRAM
OF THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL YEAR*

O. P. CHIZHOV, V. S. KORYAKIN, N. V. DAVIDOVICH, Z. M. KANEVSKY,
E. M. SINGER, V. YA. BAZHEVA, A. B. BAZHEV, I. F. KHMELEVSKOY

GLACIATION OF THE
NOVAYA ZEMLYA

GLACIOLOGY,
IX SECTION OF IGY PROGRAM

N 18



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1968



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОГРАММЕ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА

O. P. Chizhov

О. П. ЧИЖОВ, В. С. КОРЯКИН, Н. В. ДАВИДОВИЧ, Э. М. КАНЕВСКИЙ,
Е. М. ЗИНГЕР, В. Я. БАЖЕВА, А. Б. БАЖЕВ, И. Ф. ХМЕЛЕВСКОЙ

ОЛЕДЕНЕНИЕ *Oledenenie*
НОВОЙ ЗЕМЛИ *Novoi' Zemli*
Novaya Zemlya

ГЛЯЦИОЛОГИЯ
IX РАЗДЕЛ ПРОГРАММЫ МГГ

№ 18

RECEIVED

JUN 25 1991

World Data Center
▲ Glaciology



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1988

Оледенение Новой Земли. Чижов О. П., Корякин В. С., Давидович Н. В., Каневский Э. М., Зингер Е. М., Бажева В. Я., Бажев А. Б., Хмелевской И. Ф. Изд-во «Наука», 1968.

В книге, авторы которой являются участниками Ново-земельской экспедиции, проходившей по программе МГГ, описано крупнейшее оледенение Советской Арктики. Обобщены результаты метеорологических и актинометрических наблюдений в центральных районах острова, а также метеорологические данные береговых станций за время с 30-х годов до 1960 г.; приведены материалы о температуре снега, фирна, льда до глубины 15—30 м в областях питания и расхода, о структуре фирна и льда, об измерении снегонакопления, таяния и движения льда. Дана всесторонняя сводка современного оледенения Новой Земли, причем ряд вопросов получил новое освещение.

Издание предназначено для географов, геофизиков, гляциологов, работающих над проблемами теплового и водного баланса; может быть полезно для лиц, занимающихся освоением и хозяйственным использованием Арктики.

Иллюстраций 95. Таблиц 91. Библиогр. 268 назв.

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

член-корреспондент Академии наук СССР Г. А. АВСЮК

доктор географических наук В. М. КОТЛЯКОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1957—1959 гг. в районе Русской Гавани на Северном острове Новой Земли работала Новоземельская экспедиция Института географии АН СССР по программе Международного геофизического года (МГГ). Настоящая книга представляет собой коллективный труд участников этой экспедиции.

Во время экспедиции были проведены круглогодичные наблюдения на двух ледниковых станциях, дополнявшиеся наблюдениями во время маршрутов от побережья до верхней станции на ледораздельном пространстве ледникового покрова (около 800 м над уровнем моря). Круглогодичные метеорологические и гляциологические наблюдения в центральных районах Новой Земли были поставлены впервые во время проведения МГГ. Многие вопросы гляциологии Новой Земли рассматриваются в книге главным образом по исследованиям экспедиции. Ледник Шокальского с питающей его частью ледникового покрова, где проводились исследования, представляет собой ключевой участок, изучение которого дает возможность судить о многих сторонах жизни Новоземельского ледникового покрова в целом. К главам, написанным в основном по данным исследований экспедиции, относятся главы о радиационном режиме и тепловом балансе поверхности (IV), питании ледников (V), таянии снега и льда (VI), температуре верхних слоев ледникового покрова (VII), зонах льдообразования (VIII), движении (IX) и балансе массы льда (XII).

Исходные первичные материалы наблюдений экспедиции опубликованы в 13 выпусках Материалов гляциологических исследований, вышедших под редакцией П. Н. Огановского¹ [126].

Предлагаемая читателю книга является одновременно полным научным отчетом о результатах исследований МГГ и монографическим описанием современного оледенения Новой Земли. Вводная глава об истории исследований и природе новоземельских островов (I), главы о морфологии оледенения (II), климатических условиях (III), четвертичном оледенении (X), современных изменениях размеров (XI) и месте оледенения Новой Земли среди соседних ледниковых районов (XIII) написаны главным образом по опубликованным к настоящему времени работам с использованием карт, материалов аэрофотосъемок и данных метеорологических наблюдений полярных станций, что также дало возможность по-новому осветить ряд вопросов.

¹ П. Н. Огановский принимал активное участие в организации экспедиций МГГ, а также в подготовке к печати и опубликованию материалов исследований этих экспедиций.

В ходе обработки материалов исследований участниками экспедиции было написано много статей [5—8, 45, 49—52, 72—74, 83, 94, 96—101, 154, 179—189, 191, 202, 205, 211—213, 215, 217—220, 222, 245, 268]. Во многих из них содержались предварительные выводы, которые впоследствии были уточнены и в некоторых случаях подверглись существенному изменению [74, 94, 96, 99, 181, 184, 185, 212, 213, 215, 216, 219, 220, 245]. Часть статей излагает методику обработки материалов [215, 222] или содержит более подробное изложение некоторых вопросов [8, 45, 50, 51, 67, 73, 83, 183, 189, 191, 205, 215, 222]. Представление об условиях работы экспедиции, помимо общего описания исследований в материалах МГГ [221], дает научно-популярная книга Е. М. Зингера [70]. Обработка материалов и составление настоящей книги проводились под руководством О. П. Чиждова. Во всех случаях расхождений приведенных в книге данных и выводов с ранее опубликованными в отдельных статьях следует отдавать предпочтение книге; в ней содержатся наиболее надежные, согласованные и проверенные данные и выводы.

Упомянутые в книге ледники, метеорологические станции и другие географические объекты показаны на схематической карте (см. рис. 1).

Одновременно с этой монографией по материалам участников экспедиций по программе МГГ на Земле Франца-Иосифа и Полярном Урале написаны также книги «Оледенение Урала» и «Оледенение Земли Франца-Иосифа». Авторы всех трех монографий обменивались мнениями, обсуждали отдельные вопросы. Руководителем всей этой работы (начиная с организации и проведения полевых исследований) был заведующий отделом гляциологии и ответственный редактор всех трех монографий член-корр. АН СССР проф. Г. А. Авсюк.

В подготовке материалов, их обработке и оформлении принимали участие К. И. Кукушкина, О. В. Рототаева, Е. А. Обухова, А. Е. Козлова, Л. Е. Ступакова. Большую работу по подготовке рукописи к печати, составлению географического и именного указателей к книге выполнила В. Я. Бажева. Всем им авторы выражают благодарность.

Они считают также своим долгом отдать дань уважения своему товарищу Олегу Анатольевичу Яблонскому, погибшему во время полевых работ. Он много сделал в первый год работы экспедиции и в книгу вложена доля его труда.

Глава I

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Современное оледенение Новой Земли по площади и объему льда является самым большим в Советской Арктике (табл. 1), хотя значительно уступает таким огромным скоплениям льда, как в Антарктиде или Гренландии.

Таблица 1

Сравнение оледенения Новой Земли с другими ледниковыми районами Советской Арктики

Районы	Площадь, км ²	Объем, км ³
Новая Земля	24 300	6800 [228]
Северная Земля	17 470 [194]	1600 [228]
Земля Франца-Иосифа . .	13 920 [28]	1300 [46]

По характеру геологических структур и орографии Новая Земля является продолжением Уральского хребта. Относительно узкая полоса гористой суши, разделяющая Баренцево и Карское моря, протянулась огромной дугой с юго-запада на северо-восток на расстояние около 1000 км. Эта суша разделена проливами Маточкин Шар, Карские ворота и Югорский Шар на три острова. Два наиболее крупных из них называются Новой Землей, третий остров — сравнительно небольшой и расположенный несколько южнее — остров Вайгач — занимает промежуточное положение между Новой Землей и континентом Евразии. Разница в положении по широте между южной и северной точками Новой Земли составляет почти 7°30', а по долготе — около 9°30'. Новая Земля состоит из двух островов — Северного и Южного. Общая площадь Новой Земли равна 81 280 км² [228]. Северный остров по площади (47 320 км²) превосходит Южный почти в полтора раза. Оба острова отличаются сложным очертанием береговой линии. Наибольшей ширины Южный остров достигает на широте Гусиной Земли (до 140 км). Расстояния между верховьями узких и длинных фиордов на Северном острове значительно меньше. Так, полоса суши между верховьями губы Крестовой и залива Незнаемого имеет ширину лишь 30 км, а между озером Ледниковым, представляющим отчлененные ледником Северным верховья губы Северной Сульменовой на побережье Баренцева моря, и заливом Медвежьим (карское побережье) — только 25 км.

Новая Земля — горная страна. Высоты центральной части Южного острова на широте губы Белушней редко превышают 400 м, но уже в районе Маточкина Шара вершины гор часто достигают 1000 м. Высшая точка Южного острова с абсолютной отметкой 1342 м над ур. моря располагается на широте

Паньковой Земли в верховьях реки Чиракина. Безымянная вершина высотой 1596 м, расположенная южнее кута залива Норденшельда на Северном острове, является высшей точкой всей Новой Земли. Самые высокие горные вершины находятся в бассейне Баренцева моря. В целом горная система, состоящая из нескольких параллельных хребтов, сдвинута к побережью Баренцева моря.

Ледники покрывают на Северном острове 49,6% его площади, а на Южном только 1,3%.

Отдельные сведения, нередко косвенные, о характере и особенностях оледенения встречаются у самых ранних исследователей Новой Земли. Так, Г. де Фер [60], участник плаваний В. Баренца к Новой Земле в 1594—1597 гг. (рис. 1), приводит сведения об айсбергах, отмечает заснеженность побережья и дает описание районов Большого Ледяного мыса, полуострова Адмиралтейства и некоторых других¹. Во время зимовки 1596—1597 гг. в Ледяной Гавани спутники В. Баренца проводили наблюдения за погодой. В русском источнике 1598 г. «О плавании голландских двух кораблей к северным странам, для изыскания проходу мимо Новой Земли в Китайское государство и оттуда к восточной Индии» Новая Земля описывается следующим образом: «Тая земля великой ради стужи неудобожительна, зае всегда кроме малого времени покрыта есть снегом и на берегах великие и страшные ледяные горы; лесов никаких нет, токмо в неких местах трава низкая и мох. От августа по июль месяц бывают морозы нестерпимые и солнца не видеть три месяца» [13, стр. 5].

Англичанин Дж. Вуд, потерпевший в 1676 г. кораблекрушение у полуострова Адмиралтейства, писал, что «большая часть этой страны вечно покрыта льдом» [192, стр. 75]. Ему же принадлежит первое упоминание о существовании вечной мерзлоты на Новой Земле. Есть основания полагать, что одновременно, а возможно, и ранее, архангельские поморы во время плаваний к берегам Новой Земли познакомились с ледниками.

Однако первые свидетельства такого рода содержатся только в сообщениях кормщика А. И. Откупщикова [108], который отмечал обрывистые участки морского побережья, сложенные льдом. Заливы, частично заполненные ледниками, он называет «ледяными губами».

Вплоть до второй половины XIX в. изучение Новой Земли ограничивалось ее побережьем. Ф. П. Литке [123], проводивший впервые в 1821—1824 гг. опись западного берега от Карских Ворот до мыса Нассау, лишь вскользь упоминает о присутствии ледников.

В 30-х годах прошлого столетия на Новой Земле работали гидрографические экспедиции П. К. Пахтусова, А. К. Цивольки и С. А. Моисеева. Во время зимовки П. К. Пахтусова в губе Каменке на Южном острове в 1832/33 г. впервые проводились инструментальные метеорологические наблюдения. Такие же наблюдения (через двухчасовые интервалы) проводились во время второй его зимовки (1834/35 г.) в устье р. Чиракина (западный вход в пролив Маточкин Шар). В записках П. К. Пахтусова [141], обработанных известным гидрографом М. Ф. Рейнеке, содержатся также сведения о снежном покрове и высоте снеговой линии. В куту губы Южной Сульменевой П. К. Пахтусов заметил «первые ледяные утесы, состоящие из промерзшего, или оледенелого снега; далее к северу встречали такие горы чаще и огромное, но к югу не видали подобных» [141, стр. 144].

Во время зимовки экспедиции А. К. Цивольки и С. А. Моисеева в губе Мелкой (между губой Крестовой и западным входом в Маточкин Шар) в 1838/39 г. также проводились регулярные метеорологические наблюдения, но «относительно естественных наук особенно любопытных и новых приобретений экспедиция не сделала» [141, стр. 200]. Основным результатом этих экспедиций явилась карта и гидрографическое описание побережья Новой Земли до широты губы Машигиной.

¹ В. Баренц повсеместно встречал следы пребывания русских промышленников-поморов, которые, однако, не оставили письменных свидетельств о своих плаваниях.

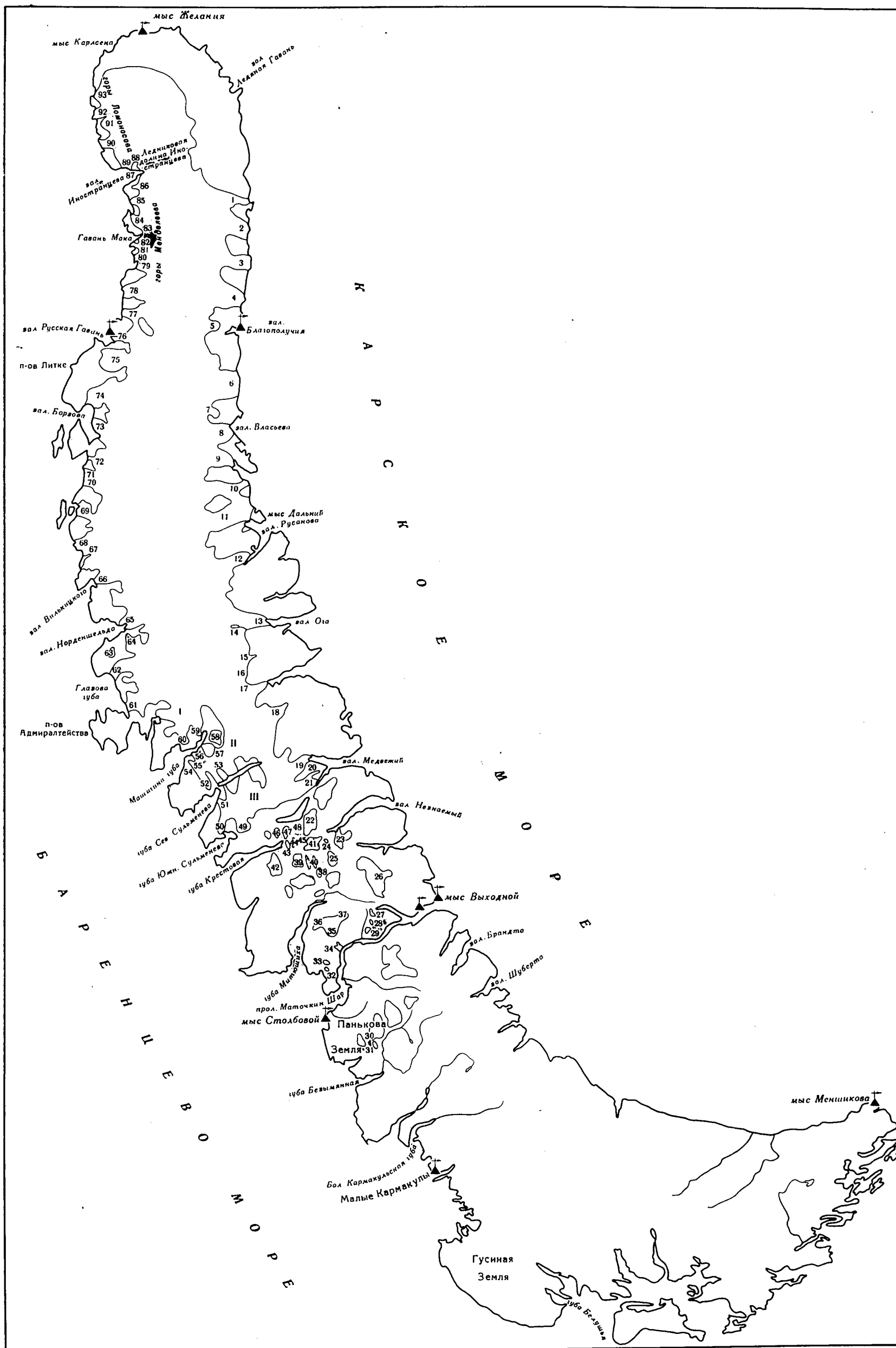


Рис. 1. Схематическая карта Новой Земли

I — Норвежское ледяное плато; II — Среднее ледяное плато; III — Южное ледяное плато; 1—4 — группа ледников Норденшельда; 1 — ледник Розе; 2 — ледник Средний; 3 — ледник Рсндественского; 4 — ледник Вершинского; 5 — ледник Налли; 6 — ледник Мощный; 7 — ледник Ольгинский; 8 — ледник Кропоткина; 9 — ледник НИИГА; 10 — ледник Шурмы (Грозный); 11 — ледник Вылки (Нансена); 12 — ледник Полисадова (Лазурный); 13 — ледник Ога (Голубой, Радищева); 14 — ледник Приток; 15 — ледник Стройный; 16 — ледник Малыша; 17 — ледник Серп и Молот (Ибис, Соколова); 18 — ледник Ладыгина; 19 — ледник Витте; 20 — ледник Ярославского; 21 — ледник Рейнгардта; 22 — ледник Хрустальный; 23 — ледник Краснова (Бенара); 24 — ледник Глубокий; 25 — ледник Юбилейный; 26 — ледник Носилова; 27 — ледник Лагерный; 28 — ледник Святогор; 29 — ледник Амеба; 30—31 — в группе ледников Пенна; 30 — ледник Б. Пенна; 31 — ледник Деградирующий; 32 — ледник Кольцова; 33 — ледник Гордеева; 34 — ледник Третьякова; 35 — ледник Вальдленный; 36 — ледник Бычкова; 37 — ледник Энгельса; 38 — ледник Водораздельный; 39 — ледник Наблюдений; 40 — ледник Крутой; 41 — ледник Макарова-Жерве; 42 — ледник Благодать; 43 — ледник Пинегина; 44 — ледник Эдельштейна (Хольтедаля);

45 — ледник Географического института; 46 — ледник Кутовой; 47 — ледник Стеклова; 48 — ледник Трамплин; 49 — ледник Хитрый; 50 — ледник Шумный; 51 — ледник Южный; 52 — ледник Ломоносова; 53 — ледник Северный; 54 — ледник Люнге; 55 — ледник Окленд; 56 — ледник Буля; 57 — ледник Юниор; 58 — ледник Блафель; 59 — ледник Лакруа; 60 — ледник Широкий; 61 — ледник Низкий; 62 — ледник Глазова; 63 — ледник Однобокый; 64 — ледник высокий; 65 — ледник Норденшельда (Масленникова); 66 — ледник Вилькицкого; 67 — ледник Кривошеина; 68 — ледник Жан; 69 — ледник Архангельской Губы; 70 — ледник Крайний; 71 — ледник Попова; 72 — ледник Таисия; 73 — ледник Чернышева; 74 — ледник Борзова; 75 — ледник Лактинова; 76 — ледник Шокальского; 77 — ледник Чаега; 78 — ледник Рыкачева; 79 — ледник Велькена; 80 — ледник Мака; 81 — ледник Воейкова; 82 — ледник Броунова; 83 — ледник Анушина; 84 — ледник Визе; 85 — ледник Карбасникова; 86 — ледник Шульгина; 87 — ледник Иностранцева; 88 — ледник Астрономический; 89 — ледник Павлова; 90 — ледник Вера (Фера); 91 — ледник Центральный; 92 — ледник Бунге; 93 — ледник Петерсена

Экспедиция академика К. Бэра [240], работавшая в 1837 г. в районе Маточкина Шара и Костина Шара, где оледенение весьма ограничено, предприняла первую попытку комплексного изучения страны. Научные результаты экспедиции К. Бэра были очень высоки (и совершенно справедливо) оценены. «Только с помощью такого огромного запаса многосторонних познаний, каким он обладал, такого глубокого изучения арктической природы, какое он предположил своему путешествию, и такой быстрой и меткой наблюдательности, которая ему свойственна, можно было в короткое время совершить столько, сколько сделано им» [192, стр. 39]. На основе наблюдений П. К. Пахтусова К. Бэр [241] установил разницу температурных условий на побережьях Карского и Баренцева морей. Он впервые отметил морской характер климата Новой Земли — прохладное лето и относительно теплая зима, — резко отличающийся от климата арктических пространств Азии и Америки. К. Бэр указал на роль западных ветров в питании Новой Земли осадками, смещение минимальных значений зимней температуры на февраль — март под влиянием тепляющего воздействия моря, малую амплитуду суточного хода метеозлементов в летнее и зимнее время и т. д. Не потеряли интереса суждения К. Бэра о характере снеговой линии на Новой Земле. «Он оставил страну с полным убеждением, что совершенно невозможно указать для нее общую границу снегов, потому что влияние местностей относительно к какому-либо нормальному уменьшению температуры в высоту так огромно, что разве только для каждого отдельного пункта можно найти относительную или действительную снежную границу» [192, стр. 95]. К. Бэр предполагал, что многие закономерности современного оледенения Новой Земли могут быть объяснены положением фирновой линии, но каких-либо сведений о ее положении из-за недостатка времени получить не удалось. Он отметил также влияние рельефа на характер ледников, охлаждение ледником прилегающих слоев атмосферы, указал, что таяние ледников происходит под влиянием прямой солнечной радиации даже при отрицательных температурах воздуха, и впервые описал ископаемый ледник.

Накопленные в результате перечисленных выше экспедиций сведения о природе и географических особенностях Новой Земли были суммированы К. Свенске по заданию Русского географического общества в обширной монографии «Новая Земля в географическом, естественном, историческом и промышленном отношениях» [192]. В описании природы Новой Земли он широко использовал результаты экспедиции К. Бэра, полностью опубликованные лишь на немецком языке [18, 240, 241, 242, 243]. Книга была издана в 1866 г. на денежные средства известного поборника освоения Севера М. К. Сидорова¹. Круг вопросов, освещенных К. Свенске в работе, определяется ее названием. В ней отмечается большая изученность южных, западных и северных берегов Новой Земли по сравнению с восточными.

Несколькими десятилетиями раньше Ф. П. Литке ошибочно принял мыс Нассау за мыс Желания, причем к моменту публикации работы К. Свенске ни одному исследователю не удалось пройти по западному побережью Новой Земли далее Ф. П. Литке. По карскому берегу опись побережья была закончена в районе залива Незнаемого. Таким образом, обширная северо-восточная часть Новой Земли на участке от полуострова Литке до залива Незнаемого была известна только по результатам плавания и зимовки В. Баренца. Помимо сведений о берегах, в сводке К. Свенске приводятся данные о гидрографической сети Новой Земли, отмечается гористый характер ее рельефа с максимальными высотами, определенными инструментально до 3200 футов (около 1000 м) и глазомерно до 4000 футов (приблизительно 1200 м) в районе Маточкина Шара. «Далее к северу по западному берегу Новой Земли горы еще продолжают, но уже не так высоки, и долины при-

¹ Спустя два года в Германии была опубликована работа И. Шпрёера под аналогичным названием «*Nowaja Semla in geographischer, naturhistorischen und volkswirtschaftlicher Beziehung*» [267]. Основные положения этого труда, как это отметил Ф. Гельвальд [33], заимствованы из работы К. Свенске.

нимают другое направление, а именно к берегу, обыкновенно заключая в себе ледники» [192, стр. 67]. Отмечен также различный характер рельефа на других известных участках побережья — более плоский по карскому берегу и равнинный на юге Новой Земли. По данным К. Бэра описан характер коренных пород, указывающих на связь Новой Земли с Пай-Хоем, рыхлых отложений, почвы, растительности и животного мира.

По описанию К. Свенске [192, стр. 87], первое, что поражает путешественника, посетившего Новую Землю, — это отсутствие тундры. «Нигде не видно связного травяного ковра, который заслуживал бы названия луга», не видно даже «мшистого ковра». Широким распространением не пользуются и листовообразные лишайники. Только корообразные их виды иногда сплошь покрывают утесы. Скалы на Новой Земле или вовсе обнажены «или засыпаны собственными своими развалинами». Ритвины, заполненные глинистыми отложениями талых вод, покрываются богатой растительностью. Мало-помалу «в бороздах собираются мхи», они «со своей стороны служат приютом для других растений», в том числе полярной ивы — почти единственного распространенного на Новой Земле кустарника. Каждая веточка ивы едва поднимается над землей среди камешков или мха, но сами растения имеют широко разветвленные корни и древесные стебли и ветви, иногда толщиной в палец, скрытые в земле. «И действительно, леса на Новой Земле более существуют в земле, чем на ее поверхности» [192, стр. 100].

Растительность Новой Земли имеет альпийский характер, иногда встречаются те же растения, что и в Альпах. Но там растения одного вида попадают большими массами. «На Новой же Земле цветы перемешаны между собой почти равномерно». Каждый вид соседствует с растениями другого вида. Отдельные растения обычно довольно далеко отстоят друг от друга, оставляя промежутки обнаженной земли. Смотри на растения сверху, видишь больше цветов, чем листьев. При посещении одного из урочищ К. Бэр нашел тридцать разных видов, при повторном посещении — еще двенадцать, «т. е. на прогулке с полверсты почти всю новоземельскую флору». Позднейшие исследования лишь несколько расширили число видов новоземельской флоры, описанной К. Бэром.

Более полно растительность Новой Земли была изучена уже в советское время В. Д. Александровой, Б. Н. Городковым, А. И. Зубковым, А. И. Толмачевым и другими исследователями.

Самостоятельного раздела, посвященного оледенению, в книге К. Свенске нет. Последнее обстоятельство неудивительно, если учесть, что исследования на этом этапе в основном проходили по побережью, что отмечает и автор первой сводки о природе Новой Земли: «Внутренность ее доселе еще мало известна, реки, горы и ледники ее большей частью почти вовсе не исследованы, а опись северной и северо-восточной частей все еще пребывает неразрешенною задачею» [192, стр. 44].

Эта задача в последующие годы была в какой-то мере разрешена в результате плаваний норвежских промышленников, что позволило А. Петерману в 1872 г. [264] составить карту северной части Новой Земли, на которой в общих чертах было изображено и положение ледников. В это же время (в 1872/73 г.) норвежский промышленник С. Тобисен провел первые на Северном острове систематические метеорологические наблюдения [26]. Работа норвежцев явилась непосредственным продолжением описи побережья, начатой ранее Ф. П. Литке, П. К. Пахтусовым, А. К. Циволькой и С. А. Моисеевым. Во время подготовки экспедиции Ю. Пайера и К. Вайпрехта (позднее открывшей Землю Франца-Иосифа) в 1871 и 1872 гг. было выполнено рекогносцировочное обследование побережья Новой Земли, в результате которого Г. Гёффер получил новые данные о ее рельефе и ледниках.

По представлению Г. Гёффера [255], Новая Земля — продолжение Урала и представляет горный хребет, разделяющий близлежащие моря. Наибольшие высоты хребта располагаются в районе Маточкина Шара. Для этого района характерно чрезвычайно интенсивное расчленение горной системы

глубокими поперечными долинами, причем некоторые из них рассекают горный хребет от моря до моря, т. е. являются сквозными. Именно такую долину представляет Маточкин Шар, подобная же долина, но не затопленная морем, располагается севернее — между губой Крестовой и заливом Незнаемым. Несмотря на глубокое расчленение этой горной страны, ее рельеф не является альпийским, так как вершины гор плоские.

На основе полученных данных Г. Гёффер пришел к следующему выводу о характере распределения оледенения в пределах Новой Земли. На Южном острове ледники находятся только севернее параллели 72° , где они сосредоточены главным образом в горах южнее Маточкина Шара. Ни один из этих ледников не выходит к западному побережью. Севернее Маточкина Шара количество ледников довольно быстро возрастает, а севернее губы Крестовой (вплоть до островов Баренца) глетчерный лед покрывает местность неразрывно. Полуостров Литке в основном свободен от ледников. Далее к северо-востоку количество льда в общем ландшафте страны продолжает возрастать, за исключением района мыса Желания, где простирается широкая полоса суши, свободная от ледников. По восточному побережью норвежские промышленники отметили выход ледников к морю на участке от мыса Миддендорфа до мыса Эдварда. Такое распределение оледенения на Новой Земле, по мнению Г. Гёффера, определяется высотой снеговой линии, которая располагалась здесь на высоте около 600 м. Так как местность южнее параллели 72° с.ш. поднимается не выше 600 м, то ледников там быть не может.

В результате плаваний к побережью Новой Земли в 1875 и 1876 гг. А. Э. Норденшельд также пришел к выводу о существовании единого ледникового покрова на Северном острове Новой Земли наподобие гренландского [133]. В течение 70-х годов дважды проводились метеорологические наблюдения: С. Тобисеном в 1872/73 г. во время зимовки на острове Большом Заячьем и Бьерканом — в 1876/77 г. в Малых Кармакулах [26]. Зимой 1877 г. Е. А. Тягин во время неудачной попытки пересечь Южный остров Новой Земли обнаружил небольшие ледники в депрессиях рельефа восточнее Малых Кармакул [43].

В 1882—1883 гг. в Малых Кармакулах русской экспедицией, работавшей по программе Первого Международного полярного года, была основана метеорологическая станция. Врач экспедиции Л. Ф. Гриневецкий в мае 1883 г. пересек Южный остров Новой Земли и получил самые общие сведения о рельефе внутренних частей острова и особенностях снегонакопления [43].

В 1895 г. Малые Кармакулы служили базой экспедиции академика Ф. Н. Чернышева, которая вторично пересекла Южный остров и собрала значительный материал по геологии, рельефу и оледенению этого района. Ф. Н. Чернышев [210], придерживавшийся мнения, что современное оледенение представляет собой остаток более мощного древнего оледенения, на основании своих наблюдений пришел к выводу, что оно в период исследования находилось в стадии наступания. Небольшой материал по морфологии современных малых ледников был собран в следующем 1896 г. Б. Б. Голицыным [36] во время экскурсий по Южному острову. Отдельные наблюдения за ледниками Маточкина Шара и восточного побережья Новой Земли провел Г. Пирсон в 1895 и 1897 гг. Между прочим, спутник Г. Пирсона Г. Фейлден [247] предполагал развитие покровного оледенения не только на Северном острове, но также и на Южном. Картирование побережья с ближайшими ледниками в районе заливов Чекина, Незнаемого и Медвежьего было выполнено экспедицией известного художника-полярника А. А. Борисова во время зимовки 1900/1901 г. [26, 265].

В 1907—1911 гг. на Новой Земле работал В. А. Русанов (рис. 2). В 1907 г. он провел исследования в районе Маточкина Шара, а в следующем году принял участие в качестве геолога во французской экспедиции Ш. Бенара. Эта экспедиция, разделившись на два отряда, исследовала разные части Новой Земли. Ш. Бенар изучал горный восточный участок Гусиной Земли, а В. А. Русанов с другой группой экспедиции впервые пересек Северный

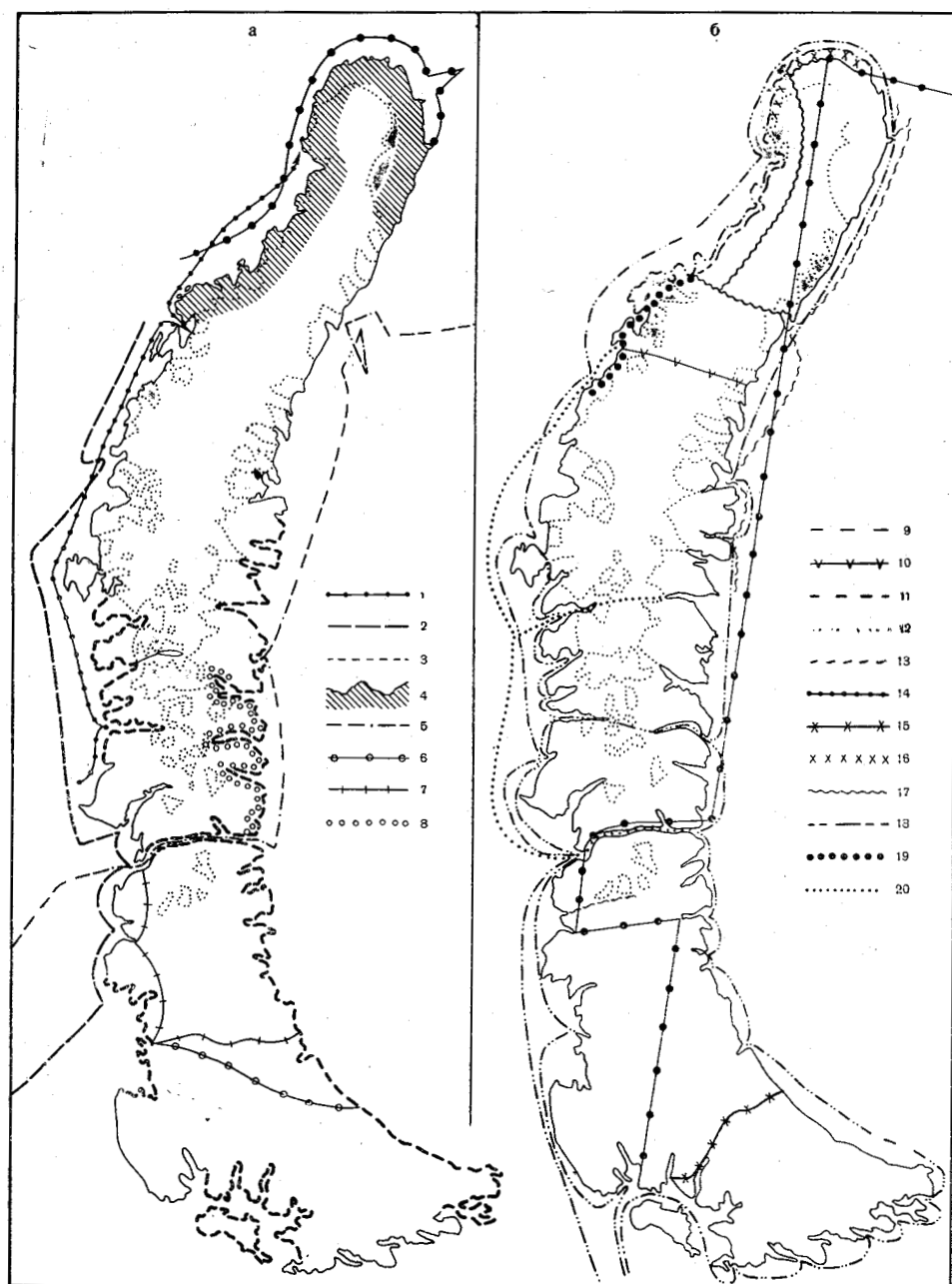


Рис. 2. Маршруты экспедиций, исследовавших Новую Землю

1 — В. Баренца; 2 — П. К. Пахтусова, А. К. Цивольки и С. А. Моисеева; 3 — Ф. П. Литке; 4 — норвежских промышленников; 5 — А. Э. Норденшельда; 6 — Л. Ф. Гриневецкого; 7 — Ф. Н. Чернышева; 8 — А. А. Борисова; 9 — В. А. Русанова; 10 — В. Ю. Визе и М. А. Павлова; 11 — Г. А. Седова; 12 — О. Хальтсдала и О. Грэнли; 13 — Р. Л. Самойловича; 14 — на дирижабле LZ-127 («Граф Цеппелин»); 15 — В. М. Лазуркина и Е. И. Фрейберга; 16 — Г. В. Горбачного; 17 — М. М. Ермолаева; 18 — И. Ф. Пустовалова; 19 — А. А. Петренко; 20 — границы ледников

остров от залива Незнаемого к Крестовой губе и обратно. В 1909 г. В. А. Русанов повторил пересечение от Крестовой губы к заливу Незнаемому несколько по иному маршруту, а также изучал побережье на участке от Крестовой губы до полуострова Адмиралтейства. Его экспедиция 1910 г. на судне «Дмитрий Солунский» совершила обход всего Северного острова. В сле-

дующем 1911 г. на моторно-парусной лодке «Полярная» было совершено плавание вокруг Южного острова.

Результаты исследований этих экспедиций были изложены В. А. Русановым в ряде работ [167]. После Ф. Н. Чернышева исследования В. А. Русанова были наиболее полными. Так же как и Ф. Н. Чернышев, он стремился восстановить геологическую историю Новой Земли и эволюцию ее оледенения. Последующие исследования Новой Земли в значительной степени представляют развитие идей, выдвинутых ранее В. А. Русановым.

На основании изучения пород палеозойского возраста В. А. Русанов пришел к выводу, что в течение силура, девона и частично карбона в пределах современной Новой Земли имело место интенсивное накопление толщи морских осадков. Это накопление было прервано в карбоне стадией интенсивного горообразования (герцинский орогенез), сопровождавшейся многочисленными дизъюнктивными нарушениями с интрузиями диабазов и других магматических пород. Сформировавшиеся здесь горные кряжи в мезозое подверглись интенсивной денудации, что привело к образованию поверхностей выравнивания. Остатки этих поверхностей в настоящее время можно проследить в виде плоских вершин гор, отмеченных прежде Г. Гёфером. Во время образования альпийских горных систем плоский рельеф испытал известное обновление, с чем связано, видимо, отсутствие здесь третичных отложений, так как в то время Новая Земля являлась областью сноса.

Ряд исследований В. А. Русанова был посвящен вопросам древнего и современного оледенения Новой Земли. Находки тиллитоподобных отложений, по мнению В. А. Русанова [161], свидетельствовали о существовании оледенения в палеозое¹. Он также обнаружил признаки четвертичного оледенения в виде погребенных более молодыми осадками «мертвых ледников». Начало этого оледенения В. А. Русанов относит к концу третичного или началу четвертичного периода. Количество древних оледенений в четвертичное время установить не удалось. Однако характер прибрежных морских террас и присутствие морских отложений в рыхлых покровах «мертвых ледников» свидетельствуют о морских трансгрессиях, которые могли оставить свои следы на суше только при условии значительной деградации оледенения. По мнению В. А. Русанова, образование морских террас было связано только с колебаниями оледенения, а не с движением земной коры. Интенсивная деградация четвертичных оледенений подтверждается также присутствием четвертичных каменных углей (лигнитов), образование которых могло происходить только в условиях, неблагоприятных для существования ледников. Восстановлению истории четвертичных оледенений мешало почти полное отсутствие межледниковых отложений. В отличие от Ф. Н. Чернышева, В. А. Русанов пришел к выводу об отступании современного оледенения Новой Земли на протяжении последних десятилетий. Он составил карту, на которой впервые было изображено новоземельское оледенение в целом (рис. 3, а).

Некоторые гляциологические наблюдения были проведены во время зимовки экспедиции Г. Я. Седова у полуострова Панкратьева в 1912—1913 гг. Участник экспедиции В. Ю. Визе во время вынужденной зимовки судна «Святой Фока», приблизительно в 40 км западнее нынешней полярной станции Русская Гавань, провел в 1912/13 г. метеорологические наблюдения. Впоследствии они были им обработаны и полностью опубликованы [25]. Весной 1913 г. В. Ю. Визе и М. А. Павлов впервые пересекли Новоземельский ледниковый покров от полуострова Панкратьева до залива Власьева. Во время этой экспедиции проводились метеорологические наблюдения (давшие первое представление о градиенте температуры от побережья к внутренней части острова) и топографическая съемка. Г. Я. Седовым была составлена карта участка побережья от полуострова Панкратьева до мыса Флисинген-

¹ Сходные находки спустя четверть века были сделаны также Б. В. Милорадовичем на крайнем севере Новой Земли [129].



Рис. 3. Очертания ледников Новой Земли по картам, составленным

а — после исследований В. А. Русанова; б — после 2-го МПГ; в — к началу МПГ; белым обозначен лед; черным — свободная ото льда суша

ского, впервые на Новой Земле была измерена скорость движения льда на леднике Таисия.

В 1921 г. на западном побережье Новой Земли — от Большого Гусиног мыса до полуострова Панкратьева (включая Маточкин Шар) — работала норвежская экспедиция О. Хольтедаля [258, 259]. О. Хольтедаль пересек Северный остров от верховьев губы Машигиной к заливу Цивольки. Несмотря на кратковременность работ, экспедиция оказалась весьма плодотворной. Большой интерес представляют исследования, посвященные четвертичному и современному оледенению Новой Земли, которые были выполнены в основном О. Грэнли [253].

Вопрос о количестве оледенений на Новой Земле О. Грэнли, как и В. А. Русанов, оставляет открытым, но он полагает, что распространение максимального оледенения в Европе способствовало уменьшению количества осадков в бассейне Баренцева моря. Поэтому оледенение Новой Земли, синхронное с максимальным распространением ледников на европейском континенте, было умеренным. Дальнейшее увеличение его шло параллельно с убыванием ледников на севере Европы. Вот почему последнее четвертичное оледенение на Новой Земле, по времени совпадающее с мекленбургским, было максимальным. В голоцене наступило улучшение климатических условий, в результате чего произошло сокращение оледенения Новой Земли до ее современных размеров. В дальнейшем здесь имели место два наступания ледников, синхронизируемых О. Грэнли с ледниковыми стадиями гшниц и даун в Альпах. Как и В. А. Русанов, норвежский исследователь предполагал взаимосвязь оледенений и морских трансгрессий. Исследования О. Грэнли о развитии Новой Земли в четвертичное время сохранили свою ценность до настоящего времени.

Описывая современное оледенение, О. Грэнли указал, что ледники Южного острова относятся к альпийскому типу, тогда как внутренние районы Северного острова между Маточкиным Шаром и параллелью 75° с. ш., напротив, покрыты сплошной сетью долинных ледников, которые прокладывают себе путь между нунатаками и, вливаясь в большие ледниковые потоки, продвигаются к устью фиордов. К северу от параллели 75° с. ш. центральная часть Северного острова погребена ледниковым покровом. Таким образом, О. Грэнли первым из исследователей указал на существование своеобразной ледниковой области, представляющей переход от горных ледников к покровному оледенению. В этой работе дано также широкое описание ледников, характеристика прибрежной полосы и т. д.

Первые советские экспедиции на Новую Землю, работавшие в ледниковых районах под руководством Р. Л. Самойловича [175] в 1921, 1923, 1924, 1925 и 1927 гг., завершили рекогносцировочное обследование прибрежной полосы. В ходе этих экспедиций впервые были посещены районы распространения современных горных ледников на Южном острове в верховьях реки Безымянной.

Начиная с 1925 г. в практику экспедиционных исследований на Новой Земле вошло крупномасштабное картирование больших участков местности, что имело важное значение для последующего изучения оледенения. Начало было положено экспедицией М. А. Лавровой [112], выполнившей в 1925 г. ряд наблюдений за горными ледниками в долине Русанова. М. А. Лаврова пришла к выводу о стабильности оледенения в этом районе. Помимо картирования, следует отметить сведения, полученные экспедицией о движении льда на некоторых из посещенных ледников, остающиеся уникальными в этой части Новой Земли и до настоящего времени.

Во время полета дирижабля «Граф Цеппелин» (LZ-127) летом 1931 г. в западном секторе Советской Арктики аэровизуальные наблюдения в центральной части ледникового покрова и на малообследованном восточном побережье Новой Земли выполнил Р. Л. Самойлович. В частности, он установил южную границу распространения горных ледников на Новой Земле [177]. Летом того же года Г. В. Горбачкий обследовал ледники в районе губы Крестовой [39]. Одновременно изучение приледниковых участков местности проводил Д. Г. Панов в районе губы Серебрянки и на полуострове Адмиралтейства [139].

Гляциологические исследования по широкой программе проводились во время 2-го МПГ (1932—1933 гг.) в районе Русской Гавани экспедицией Арктического института под руководством М. М. Ермолаева [64]. Были получены данные о скоростях движения льда, мощности ледниковой толщи, морфологии оледенения, характере снегонакопления, некоторые физические характеристики глетчерного льда. Экспедиция провела также одновременные метеорологические наблюдения внутри острова и на побережье Баренцева

и Карского морей. К сожалению, большая часть результатов этих исследований, своевременно не опубликованных, не сохранилась. На основе полученных данных М. М. Ермолаев [64, 66] пришел к выводу об отсутствии питания Новоземельского ледникового покрова и его интенсивной деградации в настоящее время.

Ряд сведений о новоземельском оледенении был получен в 1931 г. в процессе геологических исследований, выполненных В. М. Лазуркиным и Е. Н. Фрейбергом [118], в 1933 г. Г. В. Горбацким (на участке между ледником Бунге и мысом Желания и в районе Крестовой Губы) [38, 39], И. Ф. Пустоваловым (Русская Гавань — залив Иностранцева) [147], Б. В. Милорадовичем (мыс Желания — мыс Спорый Навелок) [129]; в 1934 г. Н. Н. Мутафи (хребет Митюшев Камень) [131]; в 1936 г. С. В. Калесником (окрестности залива Благополучия) [78] и А. А. Петренко (Русская Гавань — губа Архангельская) [142] и некоторыми другими. В 1937 г. экскурсия Международного геологического конгресса посетила ряд пунктов побережья, где ее участники ознакомились с ледниками (Русская Гавань, залив Благополучия, Архангельская губа, Маточкин Шар). Научные результаты этой экскурсии впоследствии были опубликованы в ряде работ [136, 254].

Большое значение для определения характера развития и направления эволюции современного оледенения Новой Земли имеют длительные регулярные метеорологические наблюдения, проводившиеся на морском побережье в незначительном удалении от ледников. Не считая метеостанции в Малых Кармакулах, работавшей со времени ее основания в Первый международный полярный год, в 1923 г. в проливе Маточкин Шар была выстроена метеостанция (впоследствии обсерватория), перенесенная позднее на мыс Выходной. В 30-е годы открываются метеостанции на мысе Желания, в Русской Гавани, заливе Благополучия и на мысе Столбовом (западный вход в пролив Маточкин Шар). Наблюдения этих станций дают материал для климатического изучения Новой Земли. Ее климат формируется под влиянием целого ряда факторов. Для Новой Земли в целом такими факторами являются ее положение в высоких широтах и близость к атлантическому барическому минимуму. Климатические различия в пределах самой Новой Земли, в свою очередь, обуславливаются отличиями в режиме окружающих морей (Баренцева и Карского), а также ее меридиональным простираем, в результате чего разница в положении по широте между крайними северным и южным пунктами этого двойного острова составляет около 7° . Таким образом, положение по широте делает климат Новой Земли арктическим, а окружающие акватории — морским.

Новая Земля располагается на пути многочисленных циклонов, продвигающихся из Северной Атлантики по ложбине низкого давления вплоть до Новосибирских островов. Это обстоятельство обуславливает поступление сравнительно большого (для данных широт) количества осадков и общую неустойчивость погоды, особенно в осенне-зимний период.

Характерными для Новой Земли являются сильные местные ветры, известные в метеорологической литературе под названием «новоземельской бory». Происхождение этих ветров связано с местными орографическими нарушениями перемещений воздушных масс в западном секторе Арктики [24].

Горная цепь Новой Земли вызывает отклонения в направлении движения и скорости, а также в температуре воздушных потоков, образуя фёновый эффект. Мощность слоя атмосферы, испытывающего возмущение, колеблется от 100 до 1000 м, с максимальным распространением за пределы суши в море до 30 км [223, 225]. Далее в открытом море деформации воздушного слоя не происходит. Ограниченность в распространении местных ветров на Новой Земле неоднократно отмечалась в прошлом [210, 247]. Сильные ветры приводят к крайне неравномерному распределению выпадающих осадков в холодное время года. После сильных ветров, достигающих ураганной силы, снег сносится в понижения рельефа, залегая на местности только

пятнами. Благодаря сильным местным ветрам, и несмотря на сравнительно теплую зиму, по суровости климата Новая Земля занимает одно из первых мест в Советском секторе Арктики.

После Великой Отечественной войны гляциологические исследования Новой Земли долгое время не проводились. Летом 1947 г. в верховьях реки Безымянной на Южном острове работала экспедиция Арктического института под начальством Г. В. Горбачко. Результаты этих исследований привели его к выводу об интенсивной деградации ледников обследованного района [42].

Все накопленные к 1947 г. сведения об оледенении Новой Земли наряду с другими ледниковыми районами Советской Арктики были суммированы П. А. Шумским в его монографии «Современное оледенение Советской Арктики» [227, 228]. В книге были использованы и сохранившиеся данные исследований 2-го МПГ, переданные П. А. Шумскому М. М. Ермолаевым. Сопоставляя все известные до него сведения, П. А. Шумский высказал сомнение в интенсивной деградации новоземельского оледенения и, в частности, в отсутствии фирнового питания в его центральной части. Действительно, в результате кратковременного посещения центральной части ледникового покрова Новой Земли в 1955 г. [231] были обнаружены все характерные признаки нормального фирнового питания.

Большое значение для изучения оледенения Новой Земли имело составление в начале 50-х годов карты, удовлетворяющей современным требованиям. Карта позволила получить новые сведения о внутренних малоисследованных районах новоземельского оледенения. Одновременно с картографированием были получены новые данные в периферийных частях ледников в процессе геологического обследования сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) Э. В. Алситом, В. И. Бондаревым, Ю. С. Бушканец, И. П. Головановым, Ю. Д. Гущиным, Г. Д. Беляковым, Р. В. Дитмаром, В. Н. Войцеховским, К. К. Демочкиным, О. П. Дундо, Ф. И. Ивановым, Г. Г. Николаевой, А. И. Наумовым, Б. Б. Мариенгофом, А. Г. Мюллербек, Б. С. Романовичем и др.

Полученные к настоящему времени результаты исследований позволяют всю историю геологического развития Новой Земли подразделить на два периода: 1) период геосинклинального развития вплоть до конца палеозоя, характеризующийся значительными различиями в развитии отдельных частей территории, и 2) период платформенного развития, наступивший вслед за стадией герцинского орогенеза (в это время дальнейшая эволюция Новой Земли отличалась однообразием).

Новая Земля вместе с островом Вайгач представляет часть обширной Урало-Пайхойской складчатой области и является ее северным продолжением. В пределах Новой Земли, в свою очередь, можно выделить три тектонические структуры: а) северный антиклинорий, занимающий большую часть Новой Земли вплоть до реки Безымянной на Южном острове, б) южный антиклинорий, расположенный южнее параллели 72° с.ш., и в) разделяющий их синклинальный прогиб. Перерывы в накоплении осадков и многочисленные дислокации, нередко сопровождавшиеся интрузиями магматических пород, свидетельствуют об интенсивном проявлении тектонических сил. В мезозое и кайнозое преобладали положительные вертикальные тектонические поднятия, что обусловило снос более молодых отложений. Последнее препятствует восстановлению палеогеографических условий на Новой Земле в тот отрезок времени.

После эпохи максимального оледенения поднятие суши на Новой Земле, которое В. Н. Сакс [172] объясняет также тектоническими причинами, достигало по сравнению с современным уровнем моря 400 м. По окончании каждой последующей фазы оледенения величина поднятия значительно уменьшалась — примерно до 200 м в каргинское межледниковье (между зырянским и сартанским оледенениями) и около 80—100 м после сартанского оледенения.

В свете изложенного нам представляется справедливым замечание Н. Г. Загорской [68, стр. 34] о том, что «повейшие тектонические движения определяют современный рельеф островов Новой Земли гораздо в большей степени, чем это принято считать». На формирование рельефа описываемой территории оказала влияние также литология коренных пород. Многие исследователи отмечали приуроченность плотных устойчивых магматических пород к положительным формам рельефа в различных частях Новой Земли — Р. Л. Самойлович [178] на Южном острове, А. А. Петренко [142] на полуострове Литке, Г. В. Горбацкий [39] в районе Крестовой губы.

По К. К. Демокидову [58], основными экзогенными рельефообразующими факторами здесь являются морская абразия, дефляция, морозное выветривание, речная эрозия, а также ледники. В четвертичное время Новая Земля неоднократно подвергалась оледенению. Влияние ледников было, видимо, весьма значительным, если учесть, что В. Н. Сакс [172] насчитывает в пределах Новой Земли, помимо современного оледенения, до четырех периодов интенсивного разрастания ледников. Насколько обширным было древнее оледенение Новой Земли, пока судить трудно. Предполагавшееся ранее распространение четвертичных ледников с Новой Земли на север Восточно-Европейской равнины [34, 172, 235] в настоящее время оспаривается многими исследователями [145, 200]. Последующие стадии оледенения, по-видимому, ограничивались современными пределами Новой Земли. По мнению В. Н. Сакса, современное оледенение представляет сохранившийся до настоящего времени реликт прошлых эпох. В последующих главах книги будет показана ошибочность такого взгляда на современное оледенение, сложившегося после исследований 2-го МПГ из-за неправильного истолкования данных наблюдений.

Рельеф участков, не покрытых ледниками, можно подразделить на прибрежную равнину (стрендфлет), плато и горы. Именно такие типы рельефа выделяют В. М. Лазуркин и Б. С. Романович. Эти же подразделения рельефа встречаются в более сложно построенных классификациях Г. В. Горбацкого [39], В. Н. Сакса [172], К. К. Демокидова [57] и других.

На крайнем юге равнина распространяется на всю ширину Южного острова — от моря до моря, достигая в ширину нескольких десятков километров. Севернее параллели 70° она сужается по обоим морским побережьям до 10 км. Далее к северу на отдельных участках этих побережий стрендфлет (как и плато) выклинивается.

Поверхность стрендфлета в любом направлении волнистая. Короткие «гривы», обусловленные выходами литологически устойчивых пород, разделяются ложбинами, вытянутыми параллельно побережью. Высота стрендфлета у границы с горами 80—100 м над ур. моря. На границе с морем прибрежная равнина, как правило, оканчивается обрывом высотой 20—25 м. На поверхности стрендфлета прослеживаются следы древних морских уровней. В целом стрендфлет расчленен слабо. Но местами, благодаря глубинной эрозии, речные долины врезаны очень сильно и некоторые реки текут в каньонах глубиной в несколько десятков метров.

Плато на Новой Земле располагаются в пределах высот от 200 до 450—500 м. Они наиболее распространены на крайнем юге и севере, а также по карскому побережью и практически не выражены по западному побережью. Возможно, горные цепи здесь высотой от 250 до 500 м (например, горы Веселые и Кленовой в районе залива Русская Гавань) представляют остатки интенсивно расчлененного в прошлом плато. Граница между плато и горами во многих местах погребена ледниками. В районе мыса Карлсена и на Южном острове, где эту границу можно наблюдать, она выражена очень неясно. Наоборот, граница между прибрежной равниной и плато по карскому побережью выражена почти повсеместно четким, отвесным обрывом.

Горы Новой Земли в основном приурочены к побережью Баренцева моря. Ширина полосы гор на различных участках сильно меняется. В районе Маточкина Шара горы располагаются почти от моря и до моря, постепенно су-

жаясь к югу и северу. Количество горных цепей, как правило, параллельных оси острова, на различных участках также меняется. Так, на участке от залива Петерсена до залива Иностранцева можно проследить три горные цепи. В районе Русской Гавани (помимо гор на выступающих в море полуостровах Литке и Шмидта) наблюдаются две горные цепи — Прибрежные горы и горы Эдуарда Толля. Видимо, еще одна горная цепь, погребенная льдом, образует уступ ледниковой поверхности в верховьях ледника Шокальского, названный Барьером Яблонского. К югу количество горных цепей возрастает. На широте залива Норденшельда можно насчитать 8 цепей, а у полуострова Адмиралтейства — 10. Горные долины в значительной степени обуславливают морфологию занимающих их ледников.

Ширина продольных долин, разделяющих горные цепи, в большинстве случаев невелика — 2—3 км. Цепи гор рассекаются на сравнительно короткие отрезки поперечными долинами. Они рассекают горные хребты обычно под прямым углом. В своей внешней части, у входа в заливы, они достигают порой ширины 10—15 км.

Судя по описанию К. К. Демокидова (правда, только для Южного острова), продольный профиль долин часто бывает неровным: впадины чередуются с узкими поперечными порогами — ригелями. Высота этих порогов над дном долины достигает 20—40 м. Однако наличие древних донных морен, видимо, значительно способствует выравниванию продольного профиля долин. По мнению М. А. Лавровой, сложный характер дна долин обусловлен различной устойчивостью коренных пород по отношению к денудации. В результате и долинные ледники приобретают волнистый продольный профиль [113]. Рельеф дна фиордов (затопленные морем низовья поперечных долин) обладает сходными чертами — переуглубления чередуются со сравнительно мелкими участками.

Особняком в рельефе Новой Земли стоят сквозные долины, рассекающие полосу гор и прослеживающиеся на всем пространстве от Баренцева до Карского морей. Описанная ранее В. А. Русановым [163, 165] и М. А. Лавровой [113] долина Русанова не является единственной. Максимальная высота дна долины над уровнем моря достигает всего 87 м [113].

Севернее, до широты губы Глазовой, остров рассекает по крайней мере еще три хорошо выраженные сквозные долины. Первая из них — долина Самойловича — соединяет губу Южную Сульменеву с бухтой Романова (залив Медвежий). Западная часть этой долины перекрыта лопастью ледника Хитрого, а в ее средней части располагается озеро Гольцовое (Башмак), которое сравнительно коротким отрезком продольной долины соединяется с губой Крестовой. Вторая — долина Ермоласва — соединяет губу Северную Сульменеву и залив Медвежий. Древняя морена ледника Северного отклоняет от верховьев губы Северной Сульменевой длинное и узкое озеро Ледниковое, длиной около 30 км, занимающее большую часть описываемой долины. Третья — долина Хольтедаля — соединяет губу Машигину и залив Ога. Из отмеченных она в наибольшей степени погребена ледниками. Наконец, сам пролив Маточкин Шар также представляет сквозную долину, затопленную морем. Сравнительно короткая сквозная долина Пересечений соединяет верховья губ Митюшихи и Белужей в бассейне Маточкина Шара. Сходные долины имеются и в горной части Южного острова Новой Земли [58].

Сквозные долины представляют собой комбинацию из нескольких отрезков поперечных и продольных межгорных долин, что обуславливает их колчатую в плане форму (западная часть долины Самойловича, долина Пересечений). Ранее это обстоятельство было отмечено для Маточкина Шара Г. Гёффером [255], В. А. Русановым [165] и Ш. Бенаром [244].

На участках, свободных от ледников, водораздел между Баренцевым и Карским морями в целом смещен к востоку.

Об особенностях рельефа, погребенного в северной части Новой Земли ледниковым покровом, можно судить на основе анализа форм ледниковой поверхности, а также по результатам наблюдений экспедиции М. М. Ермо-

лаева [66] во время 2-го МПГ. Участник этой экспедиции К. Вёлькен установил, что амплитуда колебания рельефа подстилающего ложа достигает почти 0,5 км и наиболее низкие точки ложа располагаются даже ниже уровня моря. М. М. Ермолаев отмечает распространение этих понижений коренного ложа далеко в глубь покрова [228]. Такое положение существует в верховьях ледников Анучина, Броунова, Иностранцева, Вера, Бунге. Погребенные русла этих ледников направлены параллельно и под прямым углом к оси острова, так же как и на участках суши, свободных от оледенения. Иногда повышения подстилающего ложа ориентированы поперек русла ледников («барьеры» на ледниках Шокальского и Чаева). При этом возникновение уступов на поверхности ледника («барьеров») может быть связано с наличием порога или ступени подстилающего ложа вроде уже описанных форм рельефа на участках, не покрытых ледником. Такие пороги, по-видимому, обусловили образование Барьеров Сомнений и Яблоцкого¹ на леднике Шокальского [94, 96], о чем свидетельствует ряд данных: обратные уклоны выше бровки уступов, замедление и изменение направления движения льда перед бровкой и т. д. У некоторых ледников Карского побережья (например, ледник Витте) существование «барьера», судя по рельефу окружающей местности, обуславливается переходом ледника через край плато на границе со стрендфлетом.

Середина 50-х годов нашего столетия ознаменовалась новым этапом в исследовании оледенения Новой Земли. В 1955 г. ледниковый покров изучался гляциологами Института географии и Института мерзлотоведения АН СССР (Г. А. Авсюком, Л. Д. Долгушиным, С. А. Евтеевым, С. Н. Карташовым, В. М. Котляковым, П. А. Шумским), работавшими в составе экспедиции Главсевморпути «Север-7». Их наблюдения свидетельствуют о нормальных условиях питания ледникового покрова [3, 4, 231]. Результаты этой экспедиции остались неопубликованными.

Гляциологические исследования по программе Международного геофизического года было решено проводить на леднике Шокальского, что дало возможность сопоставить их с наблюдениями 2-го МПГ. Летом 1956 г. метеорологические и некоторые гляциологические наблюдения были проведены на Барьере Сомнений (ледник Шокальского) З. М. Каневским [52]. В октябре 1956 г. небольшой отряд гляциологов Института географии АН СССР провел рекогносцировочное обследование района предстоящих работ.

В это время в печати была опубликована статья И. К. Вылки². Его свидетельства представляются очень ценными, так как он прожил на Новой Земле 75 лет и принимал участие еще в экспедициях В. А. Русанова. И. К. Вылка обратил внимание на изменения, произошедшие на его глазах на Новой Земле и, в частности, в режиме новоземельских ледников: «Ледники Новой Земли отступают. Особенно изменился ледник в заливе Вилькицкого. В 1910 году его язык почти доходил до Зеленой реки, а теперь отстоит от нее примерно на 12 километров. Ледник в Южной Сульменевоу губе, который В. А. Русанов назвал Шумным, в 1910 г. падал в залив крутым барьером. Толща льда, уходящего в воду, достигала 35 м. Теперь ледник не доходит до воды примерно на два метра, и толща льда уже не такая, как 50 лет назад. Около Крестовой губы ледник падал в озеро отвесной стеной, на озере плавали айсберги. Ныне он тоже отошел от водной глади, не свисает над озером такой тяжелой массой, а подходит полого...

Из-под ледника Шумного в Южной Сульменевоу губе течет ручей, который бурлит даже в самую сильную январскую и февральскую стужу. Другой такой же ручей течет из-под ледника в Глазовоу губе. Зимой над этими ручьями то столбом, то грибом стоит пар. В Медвежьем заливе на карской сторо-

¹ Оба ледниковых уступа не совсем правильно названы барьерами, по названия «Барьер Сомнений» и «Барьер Яблоцкого» стали привычными, упоминаются в литературе и поэтому должны рассматриваться как географические наименования этих уступов на леднике.

² Газета «Правда Севера» (г. Архангельск), № 35 от 10 февраля 1957 г.

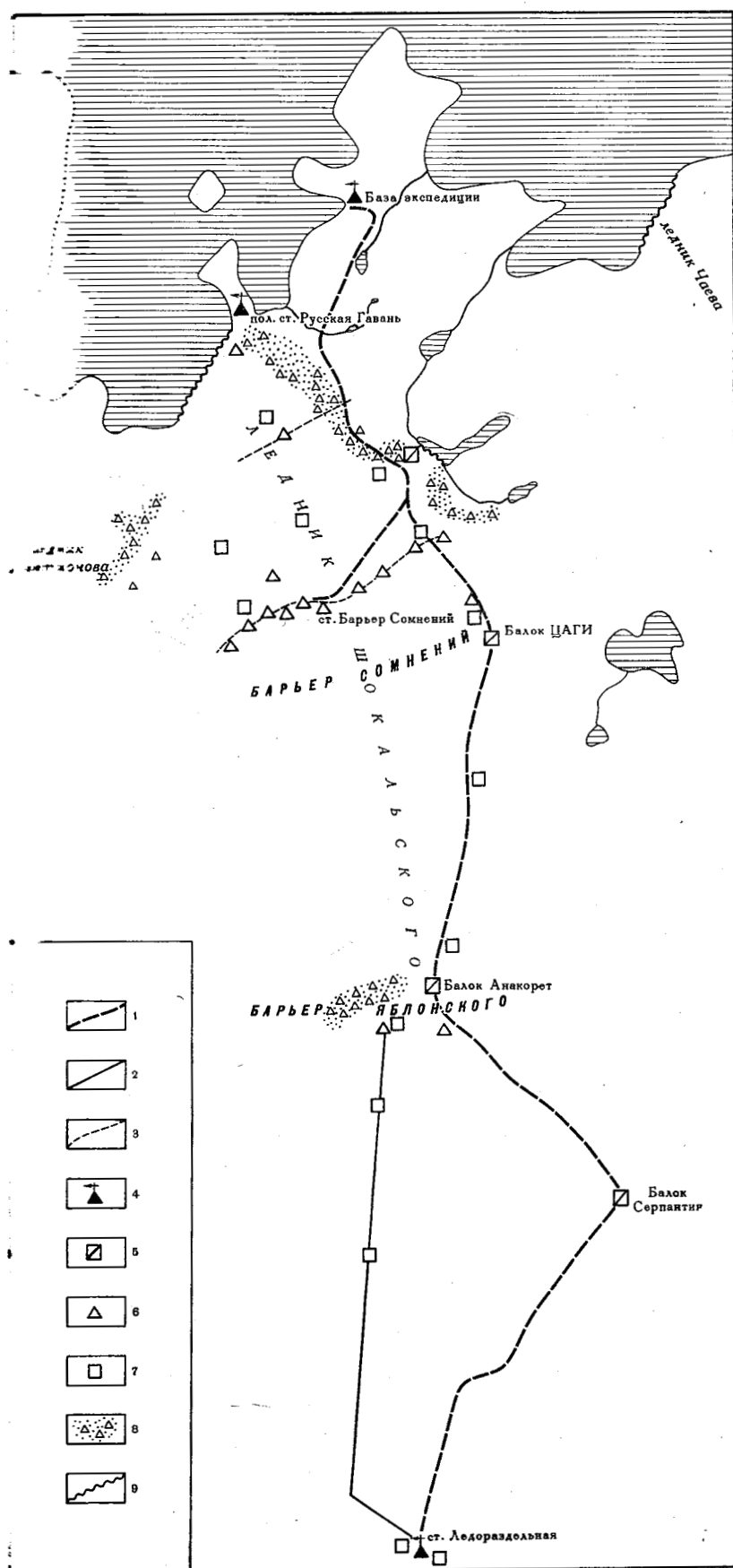


Рис. 4. Схематическая карта района работ экспедиции МГГ

1 — тракторная дорога; 2 — теодолитный ход; 3 — профили снегомерных вех; 4 — стан-
ция; 5 — балки; 6 — точки определения скорости движения льда; 7 — точки измерения
температуры льда; 8 — морены; 9 — обрывы ледника в море или озеро

не тоже есть ручей, который внезапно, временами, зимой, широким полноводным, бурным потоком вырывается из-под ледника, а затем исчезает».

С июля 1957 г. по сентябрь 1959 г. полевые исследования по программе МГГ провела Новоземельская гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР. По тематике и продолжительности гляциологических исследований эта экспедиция значительно превзошла все предшествующие. Район ее работ включал выводной ледник Шокальского, примыкающие к нему части ледникового покрова, а также расположенные вблизи ледники и участки побережья залива Русская Гавань (рис. 4).

Район исследований Новоземельской экспедиции МГГ типичен для Новой Земли. Влияние рельефа ложа в центре острова почти не сказывается на поверхности ледникового покрова. Отмеченные здесь неровности очень невелики и имеют плавные очертания. Трещины встречаются даже в районе ледораздела; большей частью они перекрыты мощной толщей фирна, и только некоторые из них открыты. Высота ледникового покрова в районе работ не превышает 800 м над ур. моря. Поверхность щита слабо наклонена к периферийным частям, по мере приближения к берегу моря влияние рельефа ложа становится заметней. Так, южнее бровки Барьера Яблонского с запада на восток протягивается ложбина глубиной до 20 м. Южнее этой ложбины располагается полоса трещин. Перепад высот на Барьере Яблонского достигает 150 м, а его бровка имеет высоту до 700 м над ур. моря. Близ бровки Барьера проходила во время исследований МГГ снеговая линия. Расстояние между ледоразделом Новоземельского ледникового покрова и Барьером Яблонского достигает 10 км.

В 13 км севернее Барьера Яблонского находится другой крутой уступ (ледопад)— Барьер Сомнений, рассеченный многочисленными трещинами и разбитый на глыбы. Его гребень возвышается примерно на 400 м над ур. моря, а относительная высота уступа более 70 м. Барьер Яблонского разграничивает ледниковый покров и собственно ледник Шокальского, так как влияние рельефа ложа начинает отчетливо проявляться к северу от уступа. Между Барьерами Яблонского и Сомнений ледник Шокальского достигает наибольшей ширины— 12 км. Его западная часть не имеет здесь ясно выраженной границы. Она круто поднимается к ледниковому покрову, который вплотную подходит здесь к горам Бастионы. Трещин на этом участке немного, и они невелики, исключая восточную часть ледника Шокальского, примыкающую к горам ЦАГИ.

Севернее Барьера Сомнений ледник сужается до 7 км. Его поверхность становится очень неровной, встречаются разбитые трещинами поднятия и отдельные трещиноватые участки. Количество трещин увеличивается по мере приближения к фронту ледника Шокальского, который находится в 9 км севернее Барьера Сомнений. Ледник заканчивается тремя языками, отличающимися друг от друга по формам поверхности и движению льда. Вблизи побережья Баренцева моря ледник Шокальского рассекается на два языка нунатаком, имеющим абсолютную отметку 198 м над ур. моря («Высота 198»). Западный язык спускается в долину речки Неожданной. Основная масса ледника прорывается к морю восточнее, через суженный (до 2,5 км) проход между горой Ермолаева и «Высотой 198». Характер поверхности в этом месте сложный: много трещин, неровностей и т. п. Краевые части ледника Шокальского напоминают ледопады (особенно у «Высоты 198»). Третий язык, или выступ ледника, спускается к озеру Усачева, где образует короткий фронт, продуцирующий небольшие айсберги. Основной язык ледника Шокальского спускается в бухту Откупщикова, где образует отвесный, разбитый на глыбы обрыв льда высотой до 35 м и шириной около 4 км. Сеть трещин в прифронтальной части становится настолько густой, что ледник выглядит как хаотическое нагромождение ледяных глыб и на протяжении 2—3 км от конца почти недоступен.

База Новоземельской экспедиции МГГ размещалась на берегу бухты Володькиной. На леднике Шокальского на высоте около 300 м над ур. моря

(в 2 км севернее Барьера Сомнений) были оборудованы метеорологическая и снегомерные площадки. Эта гляциологическая станция получила название Барьер Сомнений. Другая станция — Ледораздельная — располагалась на перевале Новоземельского ледникового покрова (на высоте около 800 м над ур. моря). На обеих ледниковых станциях велись систематические метео-актинометрические, метелемерные и термометрические наблюдения, наблюдения за снегонакоплением и таянием снега, фирна и льда, исследования строения ледника, изучение всего комплекса ледниковых процессов. На побережье метеорологические наблюдения велись полярной станцией Главсевморпути Русская Гавань, расположенной в непосредственной близости от фронта ледника Шокальского. Помимо этого, метеоактинометрические наблюдения проводились на станции у базы экспедиции в бухте Володькиной. Одновременно с проведением наблюдений на станциях и в лабораториях, на леднике Шокальского и прилегающей части ледникового покрова выполнялись маршрутные исследования накопления и таяния снега, фирна и льда, измерения температуры снежно-фирново-ледяной толщи, а также измерения скоростей движения льда и подсчеты стока ледниковых, неледниковых речек и ручьев района Русской Гавани. Большинство маршрутных исследований проходило по снегомерным и геодезическим профилям, включавшим продольный профиль вдоль основной тракторной дороги по леднику, створ между станцией Ледораздельной и балком Анахоретом и два поперечных профиля в области абляции (см. рис. 4).

Гляциологические исследования, проведенные во время МГГ Институтом географии АН СССР на Новой Земле, послужили основой для суждений о современном направлении развития Новоземельского ледникового покрова и о его месте среди других ледниковых районов. Первичные материалы наблюдений Новоземельской экспедиции опубликованы в 13 выпусках «Материалов гляциологических исследований» [126].

В процессе работ экспедиции впервые были получены данные о погоде и климате внутренних областей ледникового покрова и его периферийных частей. Изучение режима снегонакопления и структуры льда позволило пересмотреть сложившееся после 2-го МПГ представление о характере питания ледникового покрова. Впервые исследовался термический режим. Выполненные наблюдения позволили характеризовать движение льда на леднике Шокальского и прилегающей части ледникового щита. На основе маршрутных исследований, а также тщательного анализа аэросъемочного и картографического материала были пересмотрены и существенно дополнены сложившиеся ранее представления о морфологии ледников Новой Земли. Полученные сведения о колебаниях краев ледников и корреляция снегонакопления и таяния с метеорологическими данными позволили рассчитать вещественный баланс Новоземельского ледникового покрова.

Глава II

МОРФОЛОГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Первое описание оледенения в прибрежных районах Новой Земли в 1875 г. оставил Г. Гёфер [256]. Спустя несколько лет А. Е. Норденшельд [134] пришел к выводу о морфологическом сходстве оледенения внутренних частей Новой Земли и Гренландии. Почти одновременно небольшие леднички в речных долинах были обнаружены на Южном острове Е. А. Тягиным (см. [43]), а некоторое время спустя также Ф. Н. Чернышевым [210] и Б. Б. Голицыным [36]. Помимо описания отдельных ледников В. А. Русанов [162, 163] дал общую картину распределения ледников на Новой Земле и составил карту, на которой схематично был показан характер оледенения внутренних районов. Он полагал, что предгорные ледники распространены не только на Северном острове, но и на Южном. В 1913 г. первые сведения о морфологии внутренних частей ледникового покрова были получены В. Ю. Визе [23] и М. А. Павловым [138]. О. Т. Грэнли [253] после экспедиции 1921 г. отметил, что ледники между Машитиной губой и заливом Цивольки представляют переходный тип от горных к покровным. В 1923 г. на Южном острове в верховьях реки Безымянной Р. Л. Самойловичем [175] были открыты горные долинные ледники. М. А. Лаврова [112] в 1925 г. в долине Русанова помимо снежников-перелетков выделила долинные (преобладающие в этом районе), висячие и мульдовые ледники. Во время полета 1931 г. на дирижабле LZ-127 Р. Л. Самойлович [177] пришел к выводу, что в северной части Новой Земли широко распространены предгорные ледники, «висячие глетчеры», «ледники альпийского типа, спускающиеся в фиорды» и «языки выступающего в море шельфового льда». Во время работ 2-го МПГ М. М. Ермолаев получил сведения о положении ледораздела и сложном строении как самого ледникового покрова, так и его периферийных частей. Все полученные в довоенные годы сведения были суммированы в сводке П. А. Шумского [227, 228]. Шумский подразделил оледенение Новой Земли на четыре морфологические области: снежников и фирновых полей, альпийского, сетчатого и покровного оледенений. В качестве основных черт новоземельского оледенения Шумский отмечает рост ледников с юга на север и приуроченность оледенения к центральной горной области.

Несмотря на большое количество исследований новоземельского оледенения, сведений о внутренних районах ледникового покрова до последнего времени было очень мало. Этот недостаток был в значительной степени устранен после проведения на Новой Земле аэрофотосъемки и составления новой карты.

Настоящая глава написана по результатам картометрических работ, дешифрирования аэрофотосъемки, а также полевых наблюдений в различных ледниковых районах Новой Земли, с учетом накопленных ранее сведений.

При подразделении новоземельского оледенения на отдельные области (рис. 5) учитывалось положение Х. В. Альмана [238] о том, что «любая клас-

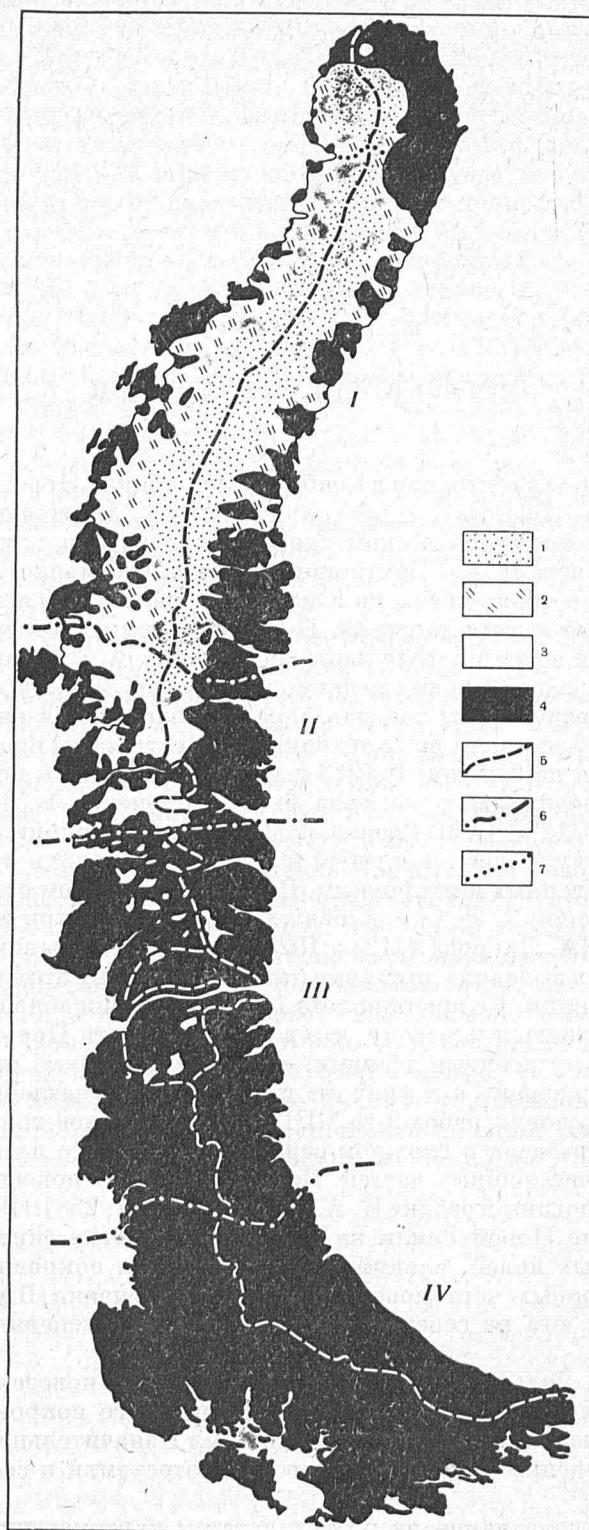


Рис. 5. Ледниковые области Новой Земли

I — область покровного оледенения; II — область переходного оледенения; III — область горного оледенения; IV — область малых ледников; 1 — внутренние части покрова; 2 — краевые части покрова; 3 — остальные ледники; 4 — свободные ото льда территории; 5 — линии водораздела (ледораздела); 6 — границы областей; 7 — граница северной ледяной шапки и собственного покрова (щита)

сификация, основанная на особенностях внешней формы ледников, должна прежде всего учитывать рельеф ледникового ложа и интенсивность оледенения (т. е. толщину и площадь ледников, которые зависят главным образом от климата)» (цит. по русскому переводу [238, стр. 185]). Морфологическое описание ледников проводится нами далее по ледниковым областям, ранее выделенным П. А. Шумским [228]. Названия этих областей были изменены. По нашему мнению, предложенный П. А. Шумским термин «альпийское оледенение» для условий Новой Земли неудачен. Существующие здесь климатические условия и характер рельефа резко отличаются от альпийских, что обуславливает иные морфологические типы ледников. Термин «горное оледенение» представляется нам более правильным. Расположенные севернее ледники по своей морфологии не соответствуют тому смыслу, который вкладывался в понятие «сетчатое оледенение» прежними исследователями. Термин «переходное оледенение», по нашему мнению, хорошо выражает смысл — переход от горных ледников к покрову. «Область снежников и фирновых полей» (по П. А. Шумскому) целесообразно именовать «областью малых ледников и снежников», так как здесь встречаются не только снежники и фирновые поля, но и ледники, что признает и сам П. А. Шумский.

Полученные к настоящему времени данные позволяют количественно оценить увеличение новоземельского оледенения с юга на север, что помимо П. А. Шумского ранее отмечали также П. К. Пахтусов [141] и В. А. Русанов [164] (рис. 6). Однако положение П. А. Шумского о том, что «современное оледенение приурочено к центральной горной области новой Земли» [228, стр. 106], в настоящее время требует уточнения, а возможно, и пересмотра.

Более распространены преимущественно горные и переходные ледниковые формы. В области покровного оледенения (доминирующего на Новой Земле) высокие горные цепи располагаются только вдоль побережья Баренцева моря. Судя по характеру ледниковой поверхности и отсутствию нунатаков в центральной части покрова, коренное ложе здесь более равное и лежит ниже вершин гор у западного побережья. Развитие платообразных поверхностей вдоль Карского побережья подкрепляет такой вывод. Видимо, основная масса льда новоземельского оледенения располагается асимметрично по отношению к горным хребтам Эдуарда Толля, Менделеева и Ломоносова.

Для характеристики оледенения в различных морфологических областях использовались следующие показатели: размеры ледников и погребение ими суши, выход ледников к побережью (протяженность ледяных берегов, количество ледников, образующих айсберги, общая площадь их ледосборов), степень искривления водораздела двух главных морских бассейнов, ориентировка ледниковых языков и, наконец, распределение высот ледниковой поверхности. Мощность и масса льда также могут служить надежными критериями, но в настоящее время таких сведений еще очень мало. Каждый от-

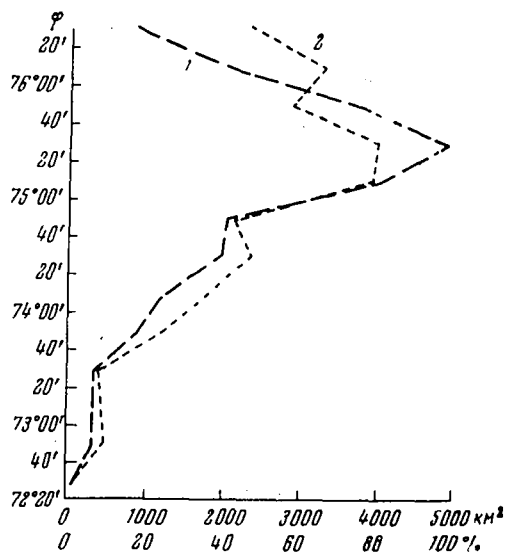


Рис. 6. Изменение интенсивности Новоземельского оледенения с широтой (φ)

Интенсивность оледенения: 1 — в км², 2 — в % всей площади суши, приходящихся на полосу в 20° по широте

дельно взятый из перечисленных показателей не является решающим, но в совокупности с остальными позволяет достаточно объективно охарактеризовать существующее состояние оледенения.

ОБЛАСТЬ МАЛЫХ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНИКОВ

Северные пределы этой области определяются границей гор на Южном острове с плоским плато. Наиболее южное значительное скопление фирна (возможно, с ледяной основой) было отмечено В. М. Лазуркиным и Е. И. Фрейбергом [118] при пересечении Южного острова от полуострова Медного (по побережью Баренцева моря) к устью реки Казакова на карском берегу.

В большинстве случаев высоты поверхности в этой ледниковой области значительно ниже снеговой линии, что нередко вызывало сомнения в возможности существования здесь ледников. О. Т. Грёнли [253], а затем М. А. Лаврова [112] полагали, что описанные Ф. Н. Чернышевым ледники представляют вскрытые речной эрозией «ископаемые ледники». Однако П. А. Шумский [228] пришел к выводу, что эти ледники являются современными образованиями. В настоящее время известно большое количество ледников, питаемых навейным снегом, которые во многих районах существуют значительно ниже снеговой линии. Поэтому нет никаких оснований полагать, что существующие здесь леднички являются реликтами прошлых ледниковых эпох. В пределах этой области небольшие ледники встречаются повсеместно.

Сведений о распределении таких ледников по бассейнам обоих морей пока нет. М. А. Ивонин [228] отмечал, что количество снежных пятен увеличивается по мере продвижения в глубь острова, однако основной причиной этого, на наш взгляд, является повышение местности.

Вплоть до самого последнего времени малые ледники были изучены очень слабо. Поэтому в описаниях первых исследователей нередко встречаются неясные места и противоречия. Так, Ф. Н. Чернышев отмечает, что «постоянных глетчеров тут вовсе нет, и взамен их мы можем повсюду наблюдать внутри страны обширные фирновые поля, лед которых спускается крутыми стенами к речкам и ручьям и совершенно неподвижен» [210, стр. 17]. В то же время, по Б. Б. Голицыну, «снежные массы имеют в одних местах характер фирновых полей, а в других их строение напоминает собой настоящие альпийские глетчеры» [209, стр. 53]. В отдельных случаях такие фирновые поля тянутся на десятки километров [209]. Следует оговориться, что под этим термином Ф. Н. Чернышев и Б. Б. Голицын подразумевали, очевидно, многолетние снежники, нижние слои которых сложены обычным инфильтрационным льдом. В ряде случаев черты, характерные для настоящих ледников, выражены более определенно. Так, в рукописи Е. А. Тягина содержится вполне конкретное указание: «... в русле реки (Большой Кармакулки. — В. К.) были видны ледники, состоящие из множества тонких слоев мутного льда» [43, стр. 4]. Такие особенности, отмеченные Б. Б. Голицыным [36] как трещины, ледниковые колодцы или деформация слоев, на снежниках не наблюдаются. Наконец, Ш. Бенар [244] описывает ледник в ущелье Данте, на востоке Гусиной Земли, шириной у края до 200 м и высотой 15 м. В этом же районе он упоминает озеро, ограниченное с востока ледником Аквитания длиной до 1500 м.

Помимо снежников с ледяным ядром, в этой области также широко распространены навейные ледники, ледники подножий склонов и склоновые ледники (по П. А. Шумскому [228] — забои у подножия склонов и карнизы на склонах). Ледники этого типа повсеместно встречаются в прибрежной полосе, где часто формируются в ветровой тени у современного берегового обрыва. В губе Белушней такие ледники наблюдал Ш. Бенар [244], а в Костином Шаре — К. Бэр [243]. По свидетельству Л. Л. Иванова [77], в августе 1912 г. в губе Пропащей он встретил мощные отложения снега, наметаемого зимними ветрами в таком количестве, что за лето снег не успевал ста-

ивать. Под действием моря внешний край отваливался глыбами, образуя ровный обрыв голубоватого оттенка, свойственный фирну ледников. Пожалуй, это первое указание на роль метелевого переноса в формировании малых ледников на Новой Земле. О влиянии «ветровой тени» сообщает также П. А. Шумский [228].

Особым образованием являются ледники в долинах рек, нередко врезанных на большую глубину по сравнению с окружающей местностью. В зимнее время речные долины на отдельных участках полностью забиваются метелевым снегом, который в летнее время по всей толще пропитывается талыми водами. В ледниках этого типа нередко образуется сквозной тоннель, через который в летнее время течет река. Судя по наблюдениям В. А. Русанова [161] в районе залива Степового и Б. Б. Голицына [36] в окрестностях Малых Кармакул, «полые» ледники являются широко распространенной разновидностью «ледников русловых депрессий».

Описанные ледниковые формы представляют начальную стадию формирования ледников. По мнению некоторых исследователей [8], размеры таких ледников ограничены величиной вмещающей депрессии или склона, создающего «ветровую тень». Именно эти местные условия и определяют морфологию малых ледников.

ОБЛАСТЬ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Эта область занимает около одной пятой всей площади Новой Земли. Распределение суши и ледников в пределах этой области приводится в табл. 2. На горные ледники приходится около 5% от всей площади новоземельского оледенения, они покрывают свыше 7% территории описываемой области.

Таблица 2

Распределение суши и ледников в пределах области горного оледенения

Острова	Бассейн	Площадь, км ²	
		суши	ледников
Северный	Баренцева моря	4880	470
	Карского моря	2138	190
	Пролива Маточкин Шар	1890	93
Южный	Баренцева моря	3184	161
	Карского моря	2334	105
	Пролива Маточкин Шар	1717	154
Всего		16143	1173

Граница областей горного и переходного оледенений проходит по долине Ермолаева. Граница с областью малых ледников носит неопределенный характер и оконтуривает пределы распространения горного рельефа на Южном острове. Простираение области горного оледенения с юга на север в пределах обоих островов составляет по прямой примерно 160 км.

Линия водораздела между бассейнами Карского и Баренцева морей на Северном острове в пределах описываемой области при длине 136 км имеет коэффициент кривизны¹, равный 2, наибольший из всех ледниковых областей Новой Земли. Лишь 30% общей протяженности водораздела проходит по ледникам, большая же ее часть приходится на один участок в хребте Ленинградском. Всего в этой области располагается около 160 ледников.

П. А. Шумский полагал, что здесь «все ледники сосредоточены в центральной горной области и распределены в ее пределах более или менее равномерно, на большем или меньшем расстоянии друг от друга, в зависимости от ус-

¹ Коэффициент кривизны — отношение длины водораздела к прямой, соединяющей его наиболее удаленные точки.

ловий рельефа. Никакой другой закономерности, как, например, большее оледенение западной или восточной части, в распределении ледников не наблюдается» [228, стр. 151]. Однако такое представление в настоящее время не подтверждается. Во-первых, в пределах этой ледниковой области уже проявляется влияние широтной зональности, обуславливающее неравномерное распределение горных ледников на Северном и Южном островах: соответственно 116 ледников (общей площадью 753 км^2) и 43 ледника (общей площадью 420 км^2). При этом горными ледниками на Северном острове покрыто 8,4% территории области, а на южном — только 5,8%. Во-вторых, разница в распределении ледников по бассейнам Баренцева и Карского морей также весьма значительна (табл. 2). Три четверти всех горных ледников располагается в бассейне Баренцева моря и только четверть — в бассейне Карского моря. Доля поверхности, находящейся подо льдом в бассейне Баренцева моря, лишь немногим больше, чем в бассейне Карского. Ледники покрывают на Северном острове соответственно 9,8 и 9,2% суши в пределах бассейнов этих морей, а на Южном — 5,1 и 4,5%.

Отмеченные особенности в распределении ледников по бассейнам, по-видимому, можно объяснить особенностями циркуляции атмосферы в этой части Арктики. Приносимые с запада осадки в основном выпадают в бассейне Баренцева моря, на карской стороне осадков выпадает меньше. Ориентировка же ледников свидетельствует о накоплении выпадающих осадков на подветренных, преимущественно восточных склонах гор.

Мощность горных ледников почти совершенно не известна. Так, мощность каровых ледников в хребте Митюшев Камень по визуальным наблюдениям оценивается в 60—70 м [131], а ледников Пенка в верховьях реки Безымянной — в 20—40 м [175]. Ни один из горных ледников не достигает берега моря, хотя некоторые отделены от моря только конечными моренами и зандровыми полями (ледники Краснова, Третьякова).

На Южном острове ледники в бассейне Баренцева моря сосредоточены в основном в верховьях реки Безымянной. Здесь насчитывается до 16 долинных и каровых ледников, а также несколько значительных фирновых полей, возможно, с ледяным ядром. Ледники располагаются преимущественно на склонах южной экспозиции. Площадь самого крупного ледника в верховьях реки Безымянной достигает 24 км^2 при длине до 8 км. Количество ледников в бассейне Карского моря вдвое меньше по сравнению с бассейном Баренцева моря, ледники отличаются меньшим разнообразием морфологических типов. Помимо скоплений фирна здесь имеются только долинные ледники с ориентировкой языков в пределах юго-восточной четверти. Самое большое количество ледников (около 20) в пределах Южного острова сосредоточено в бассейне Маточкина Шара (табл. 2). Наиболее распространены ледники долинного типа, реже встречаются каровые и, как исключение, — переметные. Совершенно отсутствуют ледники южной и западной экспозиций.

На Северном острове ледники в бассейне Маточкина Шара отличаются сравнительно небольшими размерами. Самый крупный из них — ледник Взыбленный, долинного типа, имеет площадь 24 км^2 при длине 9 км, в то время как большинство ледников редко превосходит по площади 4 км^2 . По картам здесь было выделено 18 ледников, большинство из которых относится к типу долинных, реже каровых. Ледники ориентированы на северо-восток, восток, юго-восток, а также на северо-запад. На хребте Митюшев Камень располагается несколько ледников (наибольший — ледник Гордеева имеет площадь до 13 км^2 при длине 6 км), которые могут быть отнесены к каровым и карово-долинным. Все они (за исключением одного) имеют юго-восточную экспозицию, т. е. по отношению к господствующим влагонесущим ветрам располагаются на подветренном склоне. Все ледники подветренного склона, за единственным исключением, обособлены друг от друга. Довольно типичный ледниковый комплекс, приуроченный к водораздельному участку, располагается на границе бассейнов Баренцева моря и Маточкина Шара и включает несколько крупных долинных ледников (Энгельса; Бычкова).

Ледники бассейна Баренцева моря имеют сходные морфологические черты. В горах по южному склону долины Русанова широко распространены переметные ледники. Эти ледники представляют начальную стадию формирования горных ледниковых комплексов с общей площадью питания и большим количеством выводных языков, широко распространенных в северной части этой ледниковой области. Иногда в их верховьях наблюдаются более или менее значительные фирновые поля (на ледниках Водораздельном, Благодарь), с которых в противоположную сторону растекаются ледниковые языки. Раздвоение языка происходит у ледника Макарова — Жерве уже после выхода его на дно долины Русанова. Ледники Эдельштейна (Хольтедаля) и Географического института являются типичными долинными.

В горах между долиной Русанова и озером Гольцовым (Башмак) располагаются комплексы ледников Стеклова и Хрустального. Комплекс ледника Стеклова состоит из трех долинных языков, общей площадью до 22 км² (включая область питания). Ледниковый комплекс Хрустального устроен более сложно. Два его языка, спускающихся на север, подходят вплотную к берегу озера Гольцового (Башмак) и отделяются от его вод только поясом конечных морен. Два довольно крупных языка спускаются здесь также на юг и юго-восток. Общая площадь этих четырех языков 72 км². С запада к этому комплексу примыкает группа каровых ледников, из которых самый северный — Трамплин можно назвать карово-долинным. Верховья этих ледников соединяются фирновым полем с ледниковым комплексом Хрустального. У восточной окраины этого комплекса располагается группа виссячих ледников. Наиболее распространенная ориентировка ледников в бассейне Баренцева моря — юго-восточная (до 30% всех ледников), что также соответствует направлению господствующих северо-западных влагонесущих ветров, сметающих снег на подветренные склоны.

В бассейне Карского моря на Северном острове можно выделить два крупных ледниковых узла — на восточном склоне хребта Ленинградского (площадью свыше 100 км²) и в горах на южном берегу залива Незнаемого (площадью около 40 км²). Самый крупный ледник в этой группе — ледник Носилова — при длине около 12 км имеет площадь 38 км². Остальные, как правило, значительно меньше. Ледники хребта Ленинградского — долинные, ориентированные на восток. Ледники на южном берегу залива Незнаемого имеют в своих верховьях цирки. Почти все эти ледники можно отнести к типу долинных. Наиболее крупный из них — ледник Краснова, площадью 13 км² при длине 7,5 км. Ледник Глубокий в этой группе относится к типу карово-долинных ледников. Здесь также имеется несколько небольших каровых ледничков. Ориентировка ледников этой группы менее однообразна.

Около 60% всех ледников бассейна Карского моря имеют восточную и юго-восточную экспозиции, с явным преобладанием восточной. Общее количество ледников здесь невелико. При анализе карты, помимо мелких паевянных ледничков, удалось выделить 20 каровых и долинных ледников, а также обширное фирновое поле, площадью свыше 100 км², на участке суши между заливами Незнаемым и Медвежьим. По краям этого поля в эрозионных ложбинах лежат небольшие ледниковые языки.

Распределение и ориентировка ледников в области горного оледенения Новой Земли свидетельствует об их непосредственной связи с современными условиями существования. Широтная зональность отразилась в более сложной морфологии ледников на севере описываемой области. Каких-либо специфичных новоземельских форм горных ледников здесь не наблюдается.

ОБЛАСТЬ ПЕРЕХОДНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Общая площадь этой ледниковой области (включая ледники и сушу, свободную от оледенения) — 7020 км². Южная ее граница проходит по долине Ермолаева. На севере от ледникового покрова она отделяется условной границей, проходящей по ледосборам ледников Низкого, Лакруа и Серп

и Молот¹. На суше в бассейне Баренцева моря граница проведена по потоку вдоль левого края ледника Глазова, а на карской стороне — по речке с истоками у края ледника Серп и Молот, впадающей в море у входа в залив Ога. В указанных пределах эта область на Северном острове занимает полосу, протягивающуюся поперек Северного острова, шириной 92 км (по прямой, соединяющей крайние южную и северную точки водораздела бассейнов обоих морей).

Увеличение оледенения в этой ледниковой области по сравнению с более южными районами Новой Земли можно наблюдать по целому ряду признаков. Общая площадь ледников здесь около 3149 км² (13 % площади всего новоземельского оледенения). Ледниками в этой области покрыто почти 45 % площади суши. Ледники по морским бассейнам распределяются неравномерно (табл. 3).

Таблица 3

Распределение суши и ледников в пределах области переходного оледенения Новой Земли

Бассейн	Всего суши (включая ледники), км ²	Ледники, км ²	Покрыто ледниками, %
Баренцева моря . . .	3874	2002	52
Карского моря	3146	1147	36

Водораздел смещен к востоку меньше, чем в области горного оледенения. В некоторых случаях это обусловлено погребением коренного рельефа ледниками (например, в сквозной долине Самойловича). Влияние оледенения проявляется также в некотором спрямлении ледораздела — коэффициент его кривизны составляет 1,7. При общей длине водораздела 150 км, 60 % его протяженности приходится на ледники. Средняя высота водораздела — 600—700 м, однако разность высот достигает почти 1 км. Много нунатков высотой от 900 до 1200 м располагаются по водораздельной линии или вблизи нее. Общее распределение высот ледниковой поверхности показано на рис. 7: Ориентировка ледников в обоих морских бассейнах различна, что зависит от характера коренного рельефа. Ледники области переходного оледенения не умещаются в пределах суши и часто выходят к морскому побережью (табл. 4).

Таблица 4

Выход ледников к морскому побережью в области переходного оледенения (по данным 1952 г.)

Бассейны	Количество ледников, выходящих к побережью	Протяженность фронтов ледников, км	Площадь ледоборов (% общей площади ледников в бассейне)
Баренцева моря	8 *	25	50,7
Карского моря	2	6	66,6

* Включая ледники, спускающиеся в озеро Ледниковое, которое представляет отчлененную мореной часть губы Северной Сульменовой.

Переход от горного оледенения к покровному в различных ледниковых районах происходит по-разному. На Новой Земле оледенение переходного

¹ Так называется этот ледник на современных картах. Ранее он был назван Г. Пирсоном [263] — Ибис, а В. А. Русановым [163] — ледником Соколова.

типа хорошо выражено, так как все ледниковые области здесь сравнимы по своим размерам, а не подавляют одна другую, как в Антарктике или в Гренландии.

Вплоть до самого последнего времени эта ледниковая область оставалась весьма слабо изученной. Современные представления о характере оледенения в этой части Новой Земли, полученные после изучения материалов аэро съемки, значительно отличаются от прежних. Предположение о более или менее равномерном распределении массы ледников в депрессиях рельефа (так называемое «сетчатое оледенение») при переходе от горного оледенения к покровному не соответствует действительности.

В бассейне Баренцева моря на водоразделах между заливами (губами) находятся «ледяные плато» (по терминологии О. Хольтедаля [258, 259]), которые напоминают собой систему сросшихся перекидных ледников с гипертрофически развитыми верховьями. «Ледяные плато» являются дальнейшей стадией развития долинных ледников.

Поверхность центральных частей таких плато очень пологая, влияние коренного рельефа здесь ощущается слабо, нунатаки располагаются друг от друга на расстоянии 10—20 км. В ряде случаев ледники заполняют также понижения в горных цепях. Профиль таких плато по осям выводных ледников (т. е. в меридиональном направлении) обычно выпуклый, а в направлении восток — запад — ровный или даже вогнутый. С запада и востока эти ледяные плато ограничиваются горными цепями меридионального простирания, возвышающимися на несколько сот метров над их поверхностью. Простирание этих цепей определяет южную или северную ориентировку выводных ледников, стекающих с ледяных плато. По О. Т. Грэнли [253], поперечный профиль таких ледников имеет выпуклую форму в низовьях и вогнутую — у истоков.

Южное ледяное плато находится между губой Северной Сульменевой с озером Ледниковым и губой Южной Сульменевой. Его общая площадь приближается к 400 км². Это плато отличается асимметрией в расположении выводных ледников и смещением ледораздела на север. Два ледника с наибольшей площадью ледосбора — Шумный (84 км²) и Хитрый (275 км²) — спускаются на юг, тогда как несколько небольших ледников с общей площадью ледосбора около 20 км² располагаются по другую сторону ледораздела. Ни один из ледниковых языков, спускающихся с этого плато, не достигает морского побережья, хотя еще в 1931 г. ледник Шумный продуцировал айсберги [39].

Среднее ледяное плато располагается между Машигиной губой и губой Северной Сульменевой и ее продолжением — озером Ледниковым. Общая площадь этого плато свыше 460 км². На север с него спускаются ледники Окленда и Буля, а на юг — ледники Ломоносова, Северный и еще один безымянный, ледосбор которого примыкает к водоразделу острова и достигает 212 км². За исключением ледника Ломоносова, все эти ледники достигают береговой черты (последние два из перечисленных спускаются в озеро Ледниковое). Высоты поверхности в центральной части плато 600—700 м.

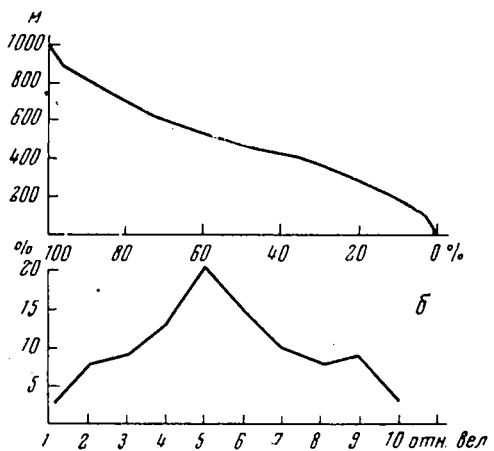


Рис. 7. Распределение высот ледниковой поверхности в области переходного оледенения

а — гипсографическая кривая; б — нормальная кривая (по Альману) — по абсциссе отложены десятые доли высоты ледника

Между губой Машигиной и верховьями залива Садовского располагается Норвежское ледяное плато общей площадью около 400 км^2 . Наиболее крупные ледники, стекающие с него, — Широкий, Лакруа и еще один безымянный. В центральной части высоты этого ледяного плато достигают почти 700 м. За исключением ледника Лакруа, на коротком протяжении обрывающегося в залив Блафель, ни один из выводных ледников с этого ледяного плато не достигает моря. По своей морфологии новоземельские ледяные плато несколько напоминают ледники скандинавского типа. Отличия обусловлены коренным рельефом.

Ледник Низкий — наиболее северный в описываемой области по побережью Баренцева моря — занимает по морфологии особое место. Он расположен между Норвежским ледяным плато и ледниковым покровом. Его размеры (площадь 371 км^2) и ориентировка поперек оси острова являются характерными для выводных ледников покрова. Обособленность же и вогнутый поперечный профиль в верховьях не позволяют отнести его к покрову.

В бассейне Карского моря сходными чертами обладает ледник Серп и Молот. В отличие от Низкого, этот ледник менее обособлен от покрова и частично получает от него питание. На карском склоне в целом наблюдается иная картина по сравнению с бассейном Баренцева моря. Слияние ледников своими верховьями происходит здесь у водораздельной линии, откуда по поперечным долинам они сползают к побережью. Таким образом, здесь нет обособленных ледяных плато. Преобладающая ориентировка ледниковых языков — восточная, что в общем характерно для покрова.

В области переходного оледенения встречаются также ледники, морфологически подобные распространенным в области горного оледенения. Долинный ледник Блафель в верховьях губы Машигиной образуется от слияния нескольких ледниковых рукавов. Его площадь 37 км^2 , а длина около 12 км. Небольшой висячий ледник располагается на восточном склоне горы Нансена (западнее ледника Окленд). Ледник Фрейя (площадью около $1,5 \text{ км}^2$) лежит в цирке между горами Лунда и Седова.

Как и в области горного оледенения, приуроченность ледников к бассейну Баренцева моря свидетельствует о связи переходного оледенения с современными климатическими условиями. Разнообразие переходных форм обусловлено различиями в коренном рельефе и широтной зональностью. В целом полученная на основе аэрофотосъемочных и картометрических работ картина оледенения в этой части Новой Земли значительно отличается от прежних представлений.

ОБЛАСТЬ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Общая площадь ледников в области покровного оледенения составляет около $19\,800 \text{ км}^2$ (82% площади всего новоземельского оледенения). При общей площади суши этой области $30\,205 \text{ км}^2$, ледники здесь покрывают свыше 65%, причем от 150 до 200 км^2 приходится на малые навесные ледники и 236 км^2 — на долинные ледники в горах западного побережья. Длина покрова по ледоразделу составляет 413 км, а общая длина водораздела в этой области, проходящего на крайнем севере Новой Земли по суше, равна 439 км. Влияние коренного рельефа почти не отражается в центральной части покрова, что объясняет малую кривизну водораздельной линии. Коэффициент кривизны здесь равен 1,19. Наибольшая ширина покрова между фронтами ледников Жан по побережью Баренцева моря и Грозного на карском берегу составляет почти 95 км. Наибольшей высоты (свыше 1000 м) ледниковый покров достигает на юге. Далее к северу происходит постепенное снижение ледораздела до 500 м (рис. 8). Распределение площадей поверхности покрова по высоте показано на гипсографической кривой (рис. 9). По рельефу ледниковой поверхности покров можно подразделить на область, примыкающую к ледоразделу, — собственно покров, и выводные языки с краевыми частями покрова. В наиболее южной части ледникового покрова влияние подстилающего

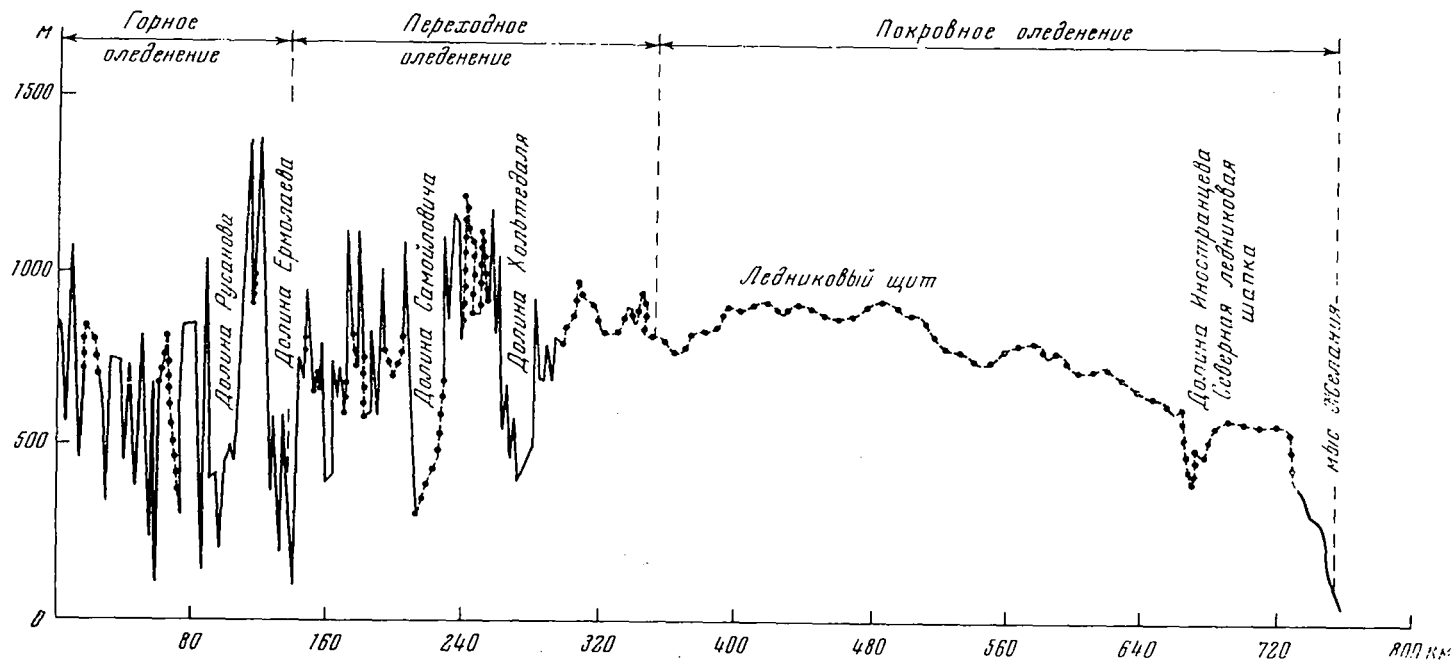


Рис. 8. Продольный профиль Новой Земли по водоразделу между бассейнами Карского и Баренцева морей (от северной границы водосбора Маточкина Шара до мыса Желания)

Сплошная линия -- выходы коренных пород; линия точка — тире — поверхность ледников

ложа более заметно. Перепады высот ледниковой поверхности на расстоянии 20—40 км порой достигают 200 м. Такой характер ледниковой поверхности сохраняется до участка ледораздела в верховьях ледников Вилькицкого и НИИГА. Далее к северу колебания рельефа редко превышают 20—30 м на протяжении 100 км и более.

Убывание оледенения на крайнем севере Новой Земли проявляется в растущем влиянии коренного рельефа. Лучше всего это видно по ледяной¹ долине в верховьях залива Иностранцева. Долина имеет изогнутую в плане форму вдоль и поперек оси острова. Ее низовья затоплены морем (в результате чего образовался залив Иностранцева), а верховья погребены ледником с тем же названием. По описанию М. М. Ермолаева, который пересек ее в 1933 г., ширина этой ледяной долины достигает 10 км, а понижение ледяного дна относительно окружающего покрова — 300—400 м. Крутизна склонов достигает 20°. По склонам местами обнаруживаются крутые обрывы и даже вершины гор с карами, однако на дне ледяной долины выходы коренных пород отсутствуют. Судя по современным картам, эта долина не связана с заливом Св. Анны, как предполагали ранее [228]. По нашему мнению, по связи с ближайшими географическими объектами, ее следует назвать долиной Иностранцева. Депрессия подстилающего ложа, обусловившая возникновение этой долины, видимо, представляет узкий

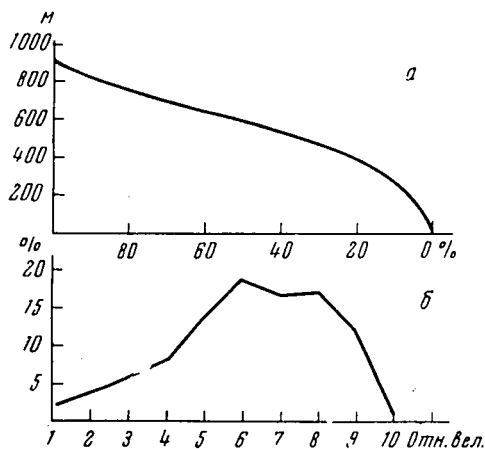


Рис. 9. Распределение высот ледниковой поверхности в области покровного оледенения

а — гипсографическая кривая; б — нормальная кривая (по Альману)

и длинный залив фиордового типа, вторгающийся более чем на 30 км в глубь Северного острова.

Расстояние от верховий этой долины до края покрова в бассейне Карского моря составляет всего 5—7 км. Ледяная долина Иностранцева, таким образом, является единственным местом, где ледниковый покров Новой Земли явно разделяется на две неравные части: собственно ледниковый покров (щит), протянувшийся от границы с областью переходного оледенения до долины Иностранцева, и меньшую часть — Северную ледниковую шапку, располагающуюся между ледяной долиной Иностранцева и полосой суши, свободной от ледников на северо-востоке острова. Следует отметить, что сходная точка зрения о подразделении ледникового покрова Новой Земли ранее была высказана Г. В. Горбацким [27].

Рельеф поверхности Северной ледниковой шапки в районе ледораздельной линии носит очень однообразный характер. Высоты ледораздела достигают 590 м, но отдельные участки ледниковой поверхности в горах по побережью Баренцева моря превышают 800 м.

Приведенные в табл. 5 данные не свидетельствуют о повсеместном смещении ледораздела покрова к востоку, которое наблюдается только на Северной ледниковой шапке. Положения ледораздела в этой части покрова можно проследить путем сравнения длины ледников, стекающих от ледораздела в противоположные стороны. Как видно из табл. 6, ледораздел отклоняется по отношению к краю покрова на юге к востоку, а на остальной части —

¹ Принятое определение «ледяная» по отношению к этой долине предпочтительнее слова «ледниковая», так как последнее часто употребляется для выражения генезиса рельефа, а не для характеристики его современного состояния.

Таблица 5

Распределение суши и ледников в пределах области покровного оледенения Новой Земли

Бассейны	Всего суши (включая лед- ники), км ²	Ледники, км ²	Покрыто ледниками, %
Баренцева моря . . .	13217	10338	78
Карского моря	16988	9350	55

Таблица 6

Смещение ледораздела покрова относительно оси острова (в км)

Профили покрова с севера на юг по выводным ледникам обоих бассейнов	Длина ледников в бассей- нах		Разность длин ледни- ков	Смещение ледораздела относительно оси острова *
	Баренцева моря	Карского моря		
Визе—Розе	32	40	8	З—4
Рыкачева — Рождественского . . .	32	42	10	З—5
Чася — Вершинского	38	47	9	З—4,5
Лактионова — Мощный	23	56	33	З—16,5
Таисия — Кропоткина	43	52	9	З—4,5
Архангельской губы — Шуры . . .	42	60	18	З—9
Вилькицкого (северный) — Вылки (Нансена)	46	55	9	З—4,5
Нордешельда — Полисадова . . .	52	45	7	В—3,5
Глазова — Ога	63	46	17	В—8,5

* Направление смещения ледораздела относительно оси острова к западу отмечено буквой З, а к востоку — В.

к западу, за исключением Северной ледниковой шапки, где он опять смещается к востоку.

В южной части покрова линия ледораздела повсеместно, хотя порой и незначительно, отступает от нунатков и гор на побережье Баренцева моря, превышающих ее по высоте. Эта особенность характеризует раннюю стадию развития покрова. Далее к северу покров как бы подавляет горы по его периферии. Ледораздел покрова в большинстве случаев превышает высоту гор у побережья и находится от них на значительном удалении.

Удаление ледораздела относительно первоначального центра формирования покрова в значительной степени является показателем развития покрова. Б. Хегбом, Е. Брюкнер (см. [228]) и Б. Фриструп [248] объявили возникающую при такой миграции ледораздела асимметрию покрова различиями в условиях оттока льда по периферии покровов; к их мнению присоединился П. А. Шумский [228]. М. М. Ермолаев (см. [228]) полагал, что существующее на Новой Земле положение является следствием деградации покрова, последовавшей за погребением гор на побережье Баренцева моря. Не отрицая взглядов Б. Хегбома и Е. Брюкнера, Ф. Энkvист (см. [228]) объясняет миграцию ледораздела влиянием метелевого переноса. В этом случае определенная асимметрия оледенения намечается с самого начала его формирования.

Видимо, существующее положение ледораздельной линии на ледниковом покрове Новой Земли объясняется рядом причин, главной из которых, по нашему мнению, является метелевый перенос снега к Карскому побережью по направлению господствующих западных и северо-западных ветров. Это предположение подкрепляется стационарностью ледников Вылки (Нансена) и Кропоткина на протяжении последних десятилетий. В то же время лежащий

в южной части покрова ледник Ога отступает. Здесь многочисленные нуна-таки и высокие горы перехватывают большую часть осадков еще на побережье Баренцева моря и препятствуют метелевому переносу на большие расстояния к востоку, вследствие чего ледник Ога по сравнению с другими ледниками, расположенными на карском побережье дальше к северу, не получает дополнительного питания. Отметим, что ледораздел наиболее смещен к востоку, относительно прибрежных гор, именно в средней части покрова, где условия для метелевого переноса наиболее благоприятны. По сравнению с остальными частями Новой Земли покров на этом участке наиболее развит. Однако в целом положение ледораздела свидетельствует о его приуроченности к месту первоначального формирования покрова — горам западного побережья. Таким образом, ледниковый покров Новой Земли не достиг еще высшей стадии своего развития, не утратил связи с коренным рельефом.

В области покровного оледенения почти все ледники выходят к морскому побережью (табл. 7). Обычно выводные ледники стекают под прямым углом к линии побережья.

Таблица 7

Выход ледников к морскому побережью в области покровного оледенения (1952 г.)

Бассейны	Количество ледников, выходящих к побережью	Протяженность фронтов, км ²	Площадь ледосбора (% общей площади ледников в бассейне)
Баренцева моря . .	24 *	120	91,2
Карского моря . . .	11	70	72,6

* Не включены ледники Жан и Попова, которые, по нашему мнению, представляют обособленные выходы коренных пород части фронтов ледников Кривошеина и Крайнего. В это число не включен также ледник Центральный, который в 1952 г. отделен от моря только узкой полосой морен, частично перемытых.

Собственно ледниковый покров (щит)

Его длина по ледоразделу составляет 344 км. Ледораздел здесь наиболее спрямлен — коэффициент его кривизны всего только 1,14. До настоящего времени инструментальные измерения толщины льда здесь не проводились. По выходам коренных пород на склоне долины Иностранцева М. М. Ермолаев оценил в первом приближении мощность льда от 300 до 400 м. Не исключено, что оценка предельной мощности щита порядка 500—700 м [228] является справедливой.

В бассейне Баренцева моря интенсивность оледенения значительно больше, чем по карскому побережью (табл. 8). Эта общая черта для всего ново-земельского оледенения обусловлена поступлением влагонесущих воздушных масс с Северной Атлантики. В пределах собственно покрова водораздел в общем незначительно смещен к горам на западном побережье.

Таблица 8

Распределение пространств свободной ото льда и покрытой льдом суши на собственно ледниковом покрове Новой Земли

Бассейны	Всего суши (включая ледники), км ²	Ледники, км ²	Покрыто ледниками, %
Баренцева моря . .	11041	8559	77,6
Карского моря . . .	14482	8790	60,7

Гористый характер побережья Баренцева моря способствует здесь расчленению периферии покрова на большое количество выводных ледников, заполняющих большие поперечные долины (табл. 9). Только один выводной ледник Лактионова на полуострове Литке не достигает береговой черты. Покровный характер оледенения в бассейне Баренцева моря, несмотря на неровный подстилающий рельеф, выражен резче, чем на карской стороне.

Таблица 9

Выход ледников собственно ледникового покрова
к побережью *

Бассейны	Количество ледников, выходящих к побережью	Протяженность фронтов, км	Площадь ледосбора (% общей площади ледников в бассейне)
Баренцева моря . .	20	95	91,2
Карского моря . . .	11	70	77,2

* Включая ледник Иностранцева.

В бассейне Карского моря краевые части покрова имеют более ровную поверхность, что объясняется нерасчлененностью подстилающего ложа. Небольшая мощность льда у края ледникового покрова отмечалась здесь С. В. Калесником [78], который сравнил выходы коренного ложа на краю покрова в районе залива Благополучия с проталинами. Южнее многочисленные выходы ровного подстилающего ложа, судя по картам, имеются также в окрестностях ледников Мощного, Шуры, Вылки (Нансена), Ога, Приток и т. д. Благодаря более ровному подстилающему рельефу здесь (по сравнению с западным побережьем) существует меньше выводных ледников, но зато они часто больших размеров. Всего к Карскому морю спускается 15 выводных ледников (из них 4 оканчиваются на суше).

Отмеченные особенности формирования периферийных частей щита в обоих морских бассейнах позволили М. М. Ермолаеву выделить здесь два основных морфологических типа оледенения: а) формы, возникающие при выходе края щита к морскому побережью через горные цепи; б) формы, возникающие при выходе щита на равнину или плато, характеризующиеся слабым расчленением края в плане и ровной слегка выпуклой поверхностью. По мнению М. М. Ермолаева, наиболее характерными представителями первого типа являются предгорные ледники (иногда образующие на стрендфлете самостоятельные небольшие ледниковые щиты нижнего, по отношению к главному щиту, яруса, питаемые ледниковыми рукавами с покрова); ледники, ложе которых имеет несколько переуглублений — «чаш», заполненных льдом; двухслойные ледники, аналогичные ранее описанным двухъярусным или двухэтажным ледникам для районов горного оледенения Аляски, Каракорума [228].

Морфология ряда ледников (Норденшельда, Вилькицкого), в том числе и отнесенных И. Ф. Пустоваловым [147] к типу предгорных (Карбасникова, Визе, Мака, Рыкачева), в настоящее время характеризуется следующими чертами. По нескольким ледниковым руслам, напоминающим в плане веер, лед с покрова поступает в верховья морского залива, где образует отвесный, сильно трещиноватый фронт, высотой нередко в несколько десятков метров. Поскольку фронт располагается в верховьях узкого залива, конец ледника или совершенно не расширяется, или расширяется лишь незначительно. В связи с отступанием ледников в последние десятилетия в отдельных случаях их фронты в заливах распадаются, при этом питавшие их ранее ледники обособливаются (например, в заливе Иностранцева). Ледники описанного типа могут быть названы «сложными выводными ледниками покро-

вов». Настоящих ледников предгорий (подножий), подобных леднику Маласпина (Аляска), на Новой Земле нет.

У некоторых ледников наблюдается одно или несколько расширений при пересечении ими продольных долин, разделяющих горные цепи. Таков ледник Шокальского между Барьером Яблонского и Барьером Сомнений, а также между Барьером Сомнений и зонами трещин в створе гор Ермолаева и Клёновой. По характеру окружающего коренного рельефа на этих же участках следует ожидать значительных переуглублений ложа «ледниковых чаш» М. М. Ермолаева. Ледники этого типа обладают характерным ступенчатым профилем с перегибами ледниковой поверхности — «барьерами» (по терминологии М. М. Ермолаева). Такие особенности ложа характерны и для других ледников (Таисия, Чернышева и т. д.). Эти ледники могут быть названы «выводными ледниками покрова с переуглубленным ложем».

Расширения ледникового языка (в том числе и его конца) у ледников Лактионова, Архангельской губы не представляют самостоятельных форм, и поэтому применение термина «ледниковые щиты нижнего яруса» не является оправданным. Для ледников с расширением конца языка по аналогии со сходными формами в горных районах целесообразно применять название «булавовидные выводные ледники покрова». Ледники этого типа в основном характерны для побережья Карского моря, а на западном побережье имеются только два таких ледника.

Иногда ложем ледника является узкая и глубокая долина с отвесными берегами, проникающая в глубь побережья, нередко на десятки километров. В рельефе ледниковой поверхности береговые обрывы такой долины отмечены системой барьеров, напоминающих в плане очертания клина. Благодаря значительному перепаду высот коренного рельефа, ледники, занимающие подобные долины, обладают большой площадью ледосбора. Для Новой Земли этот тип ледников следовало бы назвать «ледниками погребенных фиордов» (ледники Иностранцева, Броунова).

Все описанные выше типы ледников получают питание льдом из центральных частей ледникового покрова, почему их с полным основанием можно назвать выводными. Выводные ледники могут достигать очень больших размеров. Так, площадь наибольшего в бассейне Баренцева моря выводного ледника Норденшельда составляет 1080 км^2 при длине 52 км . Однако некоторые ледниковые языки, хотя и составляют с покровом одно целое, не получают или почти не получают питания из его центральной части. В отличие от выводных, такие ледники можно назвать краевыми. Как правило, в их верховьях располагаются пологие ледниковые купола, обусловленные поднятием коренного ложа. Лед, движущийся от ледораздела к побережью, обтекает их и поступает в соседние выводные ледники. Размеры краевых ледников невелики. Самый крупный из них ледник Анучина имеет длину 18 км и площадь 59 км^2 . Наиболее характерный представитель этой группы — ледник Карбасникова — обладает плоским поперечным профилем и почти не имеет трещин на своей поверхности. Ледники этого типа располагаются только по побережью Баренцева моря. Помимо отмеченных, к этому типу относятся также ледники Воейкова и Кривошеина.

Ранее П. А. Шумский справедливо отметил, что «восточный край ледникового покрова — это область развития широких ледяных языков на слабо расчлененной поверхности окраинных плато и береговых равнин» [228, стр. 114]. Спускаясь с плато на стрендфлет, ледники карского побережья растекаются по равнине у фронта (Средний, Рождественского, Мощный, Кропоткина). Очень отличаются от них по характеру ледники, выходящие к морю в самой южной части покрова. Форма узких и длинных выводных ледников Полисадова и Ога обусловлена характером вмещающих долин. Максимальные размеры ледников карского побережья почти совпадают с размерами наибольших ледников бассейна Баренцева моря. Ледник Мощный, имеющий самую большую площадь ледосбора (1090 км^2) среди остальных ледников бассейна Карского моря, имеет длину 56 км .

Северная ледниковая шапка

Северная обособленная часть ледникового покрова имеет в плане округлые очертания, ее протяженность по ледоразделу составляет около 70 км. Коэффициент кривизны линии водораздела равен 1,3. Ее изгибы, по-видимому, обусловлены возрастанием влияния рельефа подстилающего ложа, так как мощность льда в центральной части Северной ледниковой шапки, судя по сопоставлению высот ледораздела, местности у края покрова и бровки долины Иностранцева, едва ли значительно превышает 150 м. Убывание оледенения на крайнем севере Новой Земли можно проследить по ряду других признаков.

В отличие от собственно покрова ледораздел шапки значительно смещается к востоку (еще более, чем в южной части щита), а распределение площадей оледенения по бассейнам морей напоминает то, которое существует в области переходного оледенения (табл. 10).

Таблица 10

Распределение суши и ледников на Северной ледниковой шапке
Новой Земли

Бассейны	Всего суши (включая лед- ники), км ²	Ледники, км ²	Покрыто лед- никами, %
Баренцева моря . .	2176	1779	81,8
Карского моря . . .	2506	560	22,3

На выводных ледниках краевых частей Северной ледниковой шапки сказались те же особенности рельефа, что и на собственно покрове. На побережье Баренцева моря происходит интенсивное расчленение края и обособление выводных ледниковых языков. К востоку от ледораздела Северная ледниковая шапка оканчивается ровным нерасчлененным в плане краем — ни один ледник здесь не достигает моря. К Баренцеву морю с Северной ледниковой шапки спускаются, помимо ледника Иностранцева, еще пять ледников, из которых только один Центральный не достигает береговой черты. Протяженность фронтов всех этих ледников равна 25 км, а площадь ледосбора составляет 91,3% от общей площади ледников в бассейне. Ледники Центральный и Павлова являются краевыми и питаются в основном из местных центров. Ледник Павлова — это единственный ледник в области покровного оледенения, целиком расположенный в продольной межгорной долине. На участке от залива Иностранцева до мыса Желания на фронты ледников приходится до четверти общей протяженности береговой линии — больше, чем где бы то ни было на побережье Новой Земли.

Остальные ледники — Вера (Фера), Бунге и Петерсена — являются обычными выводными ледниками, сходными по морфологии с ледниками Броунова и Иностранцева, расположенными южнее. Ледник Иностранцева, получающий питание как с Северной ледниковой шапки, так и со щита, соединяет их в единый покров.

Прочие ледники

Эти ледники, расположенные в горах между краем покрова и морским побережьем, по своим формам мало чем отличаются от ледников области горного оледенения. Они описаны ранее О. Грэнли [253], Г. В. Горбацким [38, 41] и И. Ф. Пустоваловым [147]. Группы горных ледников различной величины, или совершенно обособленных от покрова, или слабо связанных с ним, располагаются в районе залива Иностранцева (ледники Шульгина, Астрономический), Гавани Мака (ледник Страха), вблизи выводного ледника

Чернышева (ледники Баклунда, Рогатка Восточная, Рогатка Западная), в горах по южному берегу залива Кривошеина, а также на горном участке суши между ледниками Норденшельда и Глазова (ледники Однобокий, Высокий). На карском побережье таких ледников нет.

Все эти ледники имеют длину несколько километров, их площадь редко превышает 10—12 км². Среди них выделяется размерами ледник Высокий на южном берегу залива Норденшельда, который имеет длину свыше 17 км при площади 74 км². При своей северо-восточной ориентировке этот ледник, как и соседний с ним ледник Однобокий, получает питание с восточных подветренных склонов гор, тогда как ориентировка их языков обусловлена простиранием межгорных продольных долин. Эта черта является у них общей с ледниковыми языками области переходного оледенения. Сравнительно небольшой ледник Астрономический (расположенный между крупными выводными ледниками Павлова и Иностранцева), длиной 5,5 км при площади только 11 км², после выхода на равнину растекается, образуя на конце языка расширение, несоразмерное с величиной ледника.

Некоторые участки оледенения, располагающиеся на ровных горных вершинах у края ледникового покрова или между выводными ледниками, берущими с него начало, по форме напоминают «ледники плоских вершин». Отдельные ледники, расположенные на малых высотах, видимо, получают обильное питание навейным снегом (ледник Геодезистов в горах Бастионы в районе залива Русская Гавань, группа каровых и карово-долинных ледников между заливами Кривошеина и Вилькицкого). В этой ледниковой области также повсеместно распространены малые навейные ледники, располагающиеся ниже климатической снеговой линии, сходные с описанными ранее для Южного острова. Много таких небольших ледников было отмечено в районе Русской Гавани [11]. Б. С. Романович, И. П. Голованов и В. И. Ушаков наблюдали аналогичные ледники в северной части побережья Карского моря, а также в истоках реки Конечной (к северу от ледника Розе). Много ледников длиной в несколько километров в руслах водотоков отметил на крайнем северо-востоке Новой Земли Л. Д. Долгушин (устное сообщение). Навейные ледники и снежники, прислоненные к краям ледников или конечным моренам, были описаны в заливе Благополучия [78], у ледников Норденшельда [163], а также у краевых морен ледника Лактинова.

Из анализа морфологии области покровного оледенения можно сделать вывод, что развитие ледников первоначально происходило преимущественно в бассейне Баренцева моря. В настоящее время покров еще не достиг максимальной стадии развития — полной независимости его морфологии от коренного рельефа пока нет. С другой стороны, происходящее сокращение ледников также пока не нашло заметного отражения в морфологии покрова.

Глава III

КЛИМАТ

До исследований МГГ, изучение климата Северного острова Новой Земли ограничивалось наблюдениями нескольких береговых полярных станций, отстоящих друг от друга на сотни километров. Станции Барьер Сомнений и Ледораздельная, действовавшие в период МГГ, были единственными внутри-островными метеорологическими станциями на Новой Земле. Имеющаяся литература по описанию климата Новой Земли (например, [121, 171]) основывается лишь на материалах прибрежных станций, причем за относительно небольшой промежуток времени. Правда, в последние годы появилось несколько работ (где использованы также данные дрейфующих станций) по вопросам циркуляции атмосферы в Арктике, распределения полей давления и температуры, режима ветров и орographicеских искажений воздушного потока, в которых имеются сведения и для Новой Земли [31, 146, 148 — 150]. Существует также классическая работа В. Ю. Визе [25] о новоземельской боре и ряд статей В. М. Шапаева [223—225] по тому же вопросу.

В нашем распоряжении имеются данные метеостанций со дня их открытия до 1960 г., т. е. почти за 30 лет (с вынужденным перерывом во время войны). Наблюдения станции Залив Благополучия, работавшей всего 5 лет, приведены методом разностей к многолетнему ряду. Аналогичное приведение сделано и для внутриледниковых станций, действовавших в 1957—1959 гг. К сожалению, фактические материалы экспедиции М. М. Ермолаева 1932—1933 гг. не сохранились, поэтому мы лишены возможности провести очень важное сравнение климатических условий в центре оледенения в настоящее время и 30 лет назад и вынуждены полагаться лишь на косвенные расчеты. Кроме материалов полярных станций Северного острова, мы использовали также метеорологические данные станций Мыс Столбовой (западное устье пролива Маточкин Шар) и Малые Кармакулы, находящихся на Южном острове. Разумеется, нас в первую очередь интересует роль климата в формировании новоземельского покровного оледенения на Северном острове. Поэтому наиболее подробно будет охарактеризована область его максимального развития — между Русской Гаванью и Заливом Благополучия, для которой имеется больше всего данных (все другие полярные станции расположены вне области покровного оледенения и помогают сделать лишь косвенные подсчеты числовых характеристик климата). За основу для многих расчетов принят 1958 г., для которого имеются наиболее полные наблюдения на внутриледниковых станциях.

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА И ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

Новая Земля расположена в зоне сильного воздействия исландского барического минимума, который охватывает северо-западную часть Атлантики и дает отрог — ложбину пониженного давления, проходящую через Баренцево море на северо-восток, в Карское море. Относительно теплые морские

воды и обширные ледяные поля обуславливают интенсивность атмосферных процессов, развивающихся вдоль североатлантической ветви арктического климатологического фронта. Зимой его зона располагается между 65 и 75° с. ш., а летом — в Центральной Арктике [207]. Зона арктического фронта совпадает с зоной наибольших контрастов температуры в тропосфере и планетарной высотной фронтальной зоной (ПВФЗ) [143].

Интенсивное развитие ложбины начинается со второй половины октября, при этом значительно усиливается циклоническая деятельность, что связано с увеличением температурных контрастов и барических градиентов между полярными и умеренными широтами (в связи с приближением полярной ночи и началом сильного выхолаживания в высоких широтах). Циклоны идут главным образом с Северной Атлантики. Из-за неустойчивости нижних слоев тропосферы в осеннее время (наличие пространств чистой воды и развитие процессов замерзания вызывают интенсивную теплопередачу из океана в атмосферу), осенние циклоны особенно глубоки и их существование длительно. Зимой образуются наибольшие температурные контрасты между Арктикой и более южными областями; в этот период отмечается второй максимум повторяемости циклонов. В январе сильно развита исландская депрессия и ее отрог, идущий на северо-восток через Новую Землю. В районе Северного острова общее число циклонов за период с ноября по март равно 20—25 (здесь и далее цифровые величины сняты с карт траекторий и повторяемости циклонов, составленных А. И. Рагозиным и К. И. Чуканиным [148—150]).

В феврале и марте частота повторяемости циклонов уменьшается, а весной (в апреле и мае) восточная ложбина исландской депрессии резко сокращается и вообще исчезает, хотя температурный контраст, а следовательно, и меридиональный обмен еще велики. К середине лета контрасты уменьшаются, значительно ослабевает циклоническая деятельность. В июне — сентябре большинство траекторий циклонов огибает Баренцево и Карское моря, суммарное число циклонов в районе Северного острова в этот период примерно 12. В сентябре — октябре вновь начинается формирование депрессии, усиливается циклоническая деятельность, к ноябрю устанавливается зимний режим циркуляции.

Новая Земля, как и Гренландия, представляет заметное орографическое препятствие для приземных циклонов (но не для циклонов в средней тропосфере). Средние траектории циклонов на картах А. И. Рагозина и К. И. Чуканина весьма редко пересекают Северный остров, да и то всегда в самой южной его части, в районе Маточкина Шара. На всех зимних картах атмосферного давления, составленных Э.М. Прик [146], у берегов Новой Земли изобары меняют свое первоначальное направление и идут вдоль гористой части острова, не пересекая его.

Роль циклонов в циркуляции атмосферы над Новой Землей велика, но одновременно значительна и роль антициклонов. Кроме обширных квазистационарных барических максимумов в районе восточного побережья Гренландии и на севере Таймырского полуострова, а также мощного антициклона, формирующегося в марте — апреле над Центральной Арктикой (в мае он смещается к Карскому морю), в любое время года в Арктике образуются подвижные антициклонические образования — гребни и ядра высокого давления между циклонами. Траектории таких подвижных антициклонов нередко совпадают с направлением траекторий циклонов, но обычно располагаются несколько южнее последних. Весьма интенсивны антициклоны, идущие в тылу серии циклонов исландского минимума от Гренландии на юг и юго-восток, на Баренцево и Карское моря, захватывая и Новую Землю. Ультраполярные вторжения со стороны Северной Земли редки.

По данным С. Т. Серлапова [195], в западной половине Арктики в среднем за месяц бывает 11 дней с антициклоном (в восточной Арктике — 17 дней). Если взять только евразийскую половину Арктического бассейна, где пролегает Северный морской путь, то на западе этого района, куда входит и Новая Земля, в течение года бывает 76 дней с антициклонами, а на востоке —

126. Максимум антициклоничности бывает в июле при некотором увеличении антициклоничности в марте, минимум — в декабре и январе. В отличие от других месяцев, для июльских антициклонов нехарактерны меридиональные траектории, отсюда — мало холодных вторжений из Центральной Арктики, столь типичных для января. Антициклоны начинают двигаться меридионально уже с октября, принося холодный воздух с севера. По предположению А. И. Рагозина и К. И. Чуканина [149], июльские антициклоны преимущественно высокие и теплые. Довольно высокая повторяемость антициклонов в районе Новой Земли в июле связана с таянием ледяного покрова на море (а также снежного покрова и ледников на суше) и соответствующим выхолаживанием нижних слоев воздуха.

Скорости движения циклонов и антициклонов в атлантико-европейском секторе Арктики примерно равны. В марте они наибольшие и составляют соответственно 40 и 43 км/час [149]. В целом средние скорости движения барических центров в теплый период заметно меньше, чем в холодный. По Х. П. Погосяну (см. [143]), горизонтальные контрасты температуры между умеренными и высокими широтами и на фронтах в зимнее время почти вдвое больше летних контрастов. Отсюда — большая интенсивность циркуляции зимой по сравнению с летом.

Циклоны, приходящие на Новую Землю с запада, приносят относительно теплый и влажный воздух с Северной Атлантики, обуславливают обильные осадки, высокую степень облачности, большую влажность воздуха, довольно высокую зимнюю температуру с нередкими оттепелями, малую амплитуду температуры самого теплого и самого холодного месяца года, т. е. придают климату типичные «морские» черты. В то же время в дни с антициклональной погодой на Новой Земле нередко (особенно зимой и весной) устанавливается ясная и малооблачная погода со слабым ветром или полным затишьем и сильным морозом. При этом в нижнем 1—2-километровом слое образуются мощные температурные инверсии.

Летом в антициклонах ясная погода отмечается весьма редко. Нисходящие движения и инверсии препятствуют развитию конвективной облачности. Нередко по всей площади антициклона наблюдается слоистая и слоисто-кучевая облачность с морозящими осадками.

Демаркационная линия на сборно-кинематических картах разделяет области с циклональной и антициклональной погодой (рис. 10). Целесообразно привести соответствующие данные (табл. 11) за период работ экспедиции, они могут быть полезны для определения величины осадконакопления на ледниковом щите.

Т а б л и ц а 11

Количество дней с циклональной и антициклональной погодой на Новой Земле (Северный остров) в различные месяцы 1958 г.

Месяцы	Число дней		Месяцы	Число дней		Месяцы	Число дней	
	с циклоном	с антициклоном		с циклоном	с антициклоном		с циклоном	с антициклоном
Январь	27	4	Июнь	22	8	Октябрь	16	15
Февраль	1	27	Июль	21	10	Ноябрь	26	4
Март	19	12	Август	18	13	Декабрь	20	11
Апрель	16	14	Сентябрь	19	11	За год	215	150
Май	10	31						

Как видим, циклоны заметно преобладают в зимнее время (кроме февраля), антициклоны — в феврале и мае. Правда, судить о многолетних показателях по одному 1958 г. нельзя. Достаточно сказать, что в течение первых трех месяцев 1959 г. лишь 31 марта наблюдалась антициклональная погода после 89 дней с циклонами. Однако 1958 г. в барическом отношении не выделяется из общего ряда наблюдений за последние 30 лет, и поэтому табл. 11 приблизительно отражает средние многолетние условия.

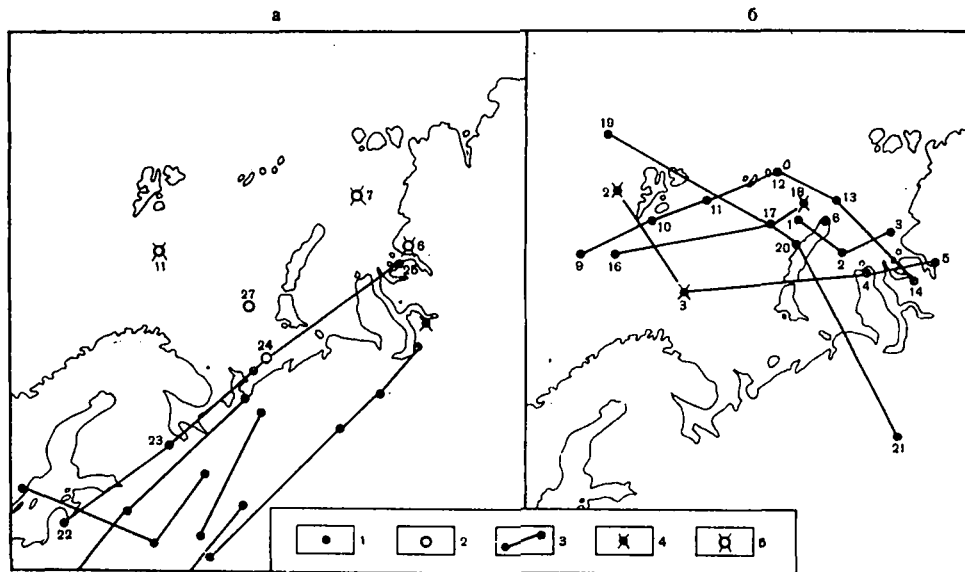


Рис. 10. Примеры циклональной и антициклональной погоды в районе Новой Земли в феврале (а) и ноябре (б) 1958 г. (по данным сборно-кинематических карт)

1 — центры циклонов; 2 — центры антициклонов; 3 — пути циклонов; 4 — центры частных циклонов; 5 — центры частных антициклонов; цифры на картах означают календарные числа

Повторяемость, глубина и траектории движения циклонов меняются при различных формах атмосферной циркуляции. Для характеристики атмосферных процессов усилиями Г. Я. Вангенгейма, А. А. Гирса и ряда сотрудников Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) проведена их типизация и создан каталог трех форм атмосферной циркуляции: восточной, западной и меридиональной (*E*, *W* и *C*). По Г. Я. Вангенгейму [19], процессы западной (*W*) формы развиваются при наличии очага холода в приполярной зоне, а очага тепла — в субтропиках. Градиенты давления и температуры направлены меридионально. В траекториях циклонов движущихся с запада, преобладает широтная составляющая, меридиональный обмен ослаблен. В Арктике в летнее время повсеместно отмечаются отрицательные аномалии давления и температуры воздуха. Здесь и далее мы даем лишь самую общую характеристику форм атмосферной циркуляции и отмечаем лишь те особенности, которые могут сказаться на режиме ледникового покрова.

В тех случаях, когда западный зональный перенос нарушается, начинает преобладать меридиональный обмен воздуха. При восточной (*E*) форме циркуляции антициклональные гребни надвигаются на Европу с востока, одна из ложбин волн совпадает с исландским минимумом. При этом депрессия еще больше углубляется, усиливаются и циклоны, проходящие через нее. Блокирующий антициклон способствует выносу теплого и влажного воздуха с юго-запада на северо-восток по исландско-карской ложбине. При восточной форме циркуляции на Новой Земле отмечаются отрицательные аномалии давления и положительные аномалии температуры воздуха. Новая Земля оказывается в восточной части циклонов, сюда поступает с юга теплый воздух.

Отличительной чертой меридиональной (*C*) формы циркуляции является глубокий межширотный обмен воздуха, и на всем полушарии преобладают меридиональные переносы. Вместо исландского минимума появляется антициклон; Исландско-Карская ложбина исчезает, отмечаются положительные

аномалии давления и отрицательные аномалии температуры. Новая Земля оказывается под воздействием холодной и сухой части антициклона, или же в холодной половине «ныряющих» циклонов, огибающих антициклон и смещающихся к югу, на Европейскую территорию Союза.

По данным Г. Я. Вайнгенгейма [19] и А. А. Гирса [35], а также по материалам последних лет мы составили табл. 12.

Таблица 12

Многолетнее среднее число дней с процессами основных форм атмосферной циркуляции в различные месяцы года за период с 1891 по 1961 г.

Формы циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
Восточная (E)	12	12	12	12	11	8	9	10	8	10	12	13	129
Западная (W)	12	9	11	9	9	12	11	14	14	13	12	12	138
Меридиональная (C) . .	7	7	8	9	11	11	11	7	8	7	6	6	98

Как видно из этой таблицы, в среднем многолетнем выводе общее число дней, когда развиты процессы меридионального воздухообмена (E и C), значительно превышает число дней с зональными процессами (соответственно 227 и 138). Зимой и весной преобладают процессы восточной формы, летом — меридиональной, а осенью — западной. Это связано с общим понижением давления над морем зимой, когда развиты процессы формы E, и его повышением летом, когда преобладают процессы формы C. Но, разумеется, распределение числа дней по формам циркуляции от года к году колеблется в больших пределах, о чем свидетельствует табл. 13, составленная для периода работы Новоземельской гляциологической экспедиции. Бросается в глаза резко возросшее по сравнению со средними многолетними величинами число дней с процессами восточной формы и сократившееся вдвое число дней с процессами западной формы.

Таблица 13

Число дней с процессами основных форм атмосферной циркуляции в различные месяцы 1958 г.

Формы циркуляции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
Восточная (E)	19	15	25	20	14	15	13	11	5	17	13	17	184
Западная (W)	6	11	—	—	15	—	8	9	6	—	7	6	68
Меридиональная (C) . .	6	2	6	10	2	15	10	11	19	14	10	8	113

А. И. Рагозин и К. И. Чуканин [150] провели важное исследование траекторий циклонов при различных формах атмосферной циркуляции в каждом сезоне для атлантико-европейского сектора Арктики за 1947—1956 гг. В этот период, как и в 1958 г., число дней с процессами восточной циркуляции оказалось гораздо больше нормы, а число дней с процессами западной формы — значительно меньше нормы. Оказалось, что сезонный ход интенсивности циклонической деятельности, т. е. числа циклонов в пределах данного района в равные промежутки времени, при различных формах циркуляции неодинаков. При формах E и W интенсивность циклонической деятельности непрерывно возрастает от весны к зиме, а весной резко падает. Она достигает абсолютного максимума зимой при форме E. При форме C минимальное число циклонов наблюдается летом, а максимальное — зимой. С карт повторя-

емости циклонов при различных формах циркуляции, составленных А. И. Рагозиным и К. И. Чуканиным [150], мы получили соответствующие цифровые данные для нашего района (табл. 14).

Таблица 14

Повторяемость траекторий циклонов в новоземельском секторе при различных формах атмосферной циркуляции по отдельным сезонам

Формы циркуляции	Весна	Лето	Осень	Зима
Восточная (E)	10—15	10	20—25	25
Западная (W)	10—15	5—10	15	15—20
Меридиональная (C) . .	10—15	5—10	5—10	10—15

Как видим из таблицы, для района Новой Земли в целом сохраняются общие закономерности, охарактеризованные выше. Наиболее велико количество циклонов при форме циркуляции *E* почти во все сезоны, наименьшее их число — при форме *C*.

Поскольку Новая Земля расположена в районе сильного воздействия исландского барического минимума, на полярных станциях острова наблюдаются очень низкие величины атмосферного давления в течение всего года, а станция Русская Гавань, по многолетним данным, имеет самые низкие показатели давления из всех станций Советской Арктики (средняя годовая величина — 1009,5 мб на ур. моря). Годовой ход давления на станциях Новой Земли примерно одинаков, но на восточном берегу оно в целом несколько выше, чем на западном, что связано с резким уменьшением числа циклонов в восточной части острова. Наивысшие значения давления бывают в марте — мае, наинизшие — в октябре — феврале, с относительным максимумом в декабре, вызванным, вероятно, сильным охлаждением поверхности. Карты давления, составленные З. М. Прик [146], согласуются с картами путей и повторяемости циклонов, составленными А. И. Рагозиным и К. И. Чуканиным [150]. Карта среднего давления воздуха за год (см. рис. 94) повторяет все характерные особенности карт для зимних месяцев.

Высказывались предложения, что над ледниковым щитом Новой Земли есть свой барический максимум. В 1933 г. К. Вёлькен — участник экспедиции М. М. Ермолаева — произвел звуковое зондирование атмосферы в районе Русской Гавани. Было установлено, что над щитом нет устойчивого слоя температурной инверсии и отсутствует барический максимум, обусловленный температурными причинами. Сравнение показаний барографов и барометров на станциях Русская Гавань, Барьер Сомнений и Ледораздельная в 1957—1959 гг. обнаруживает полную параллельность хода давления на этих станциях при любой погоде в течение всего периода наблюдений. Абсолютные величины давления на ледниковых станциях соответственно на 37 и 100 мб, (в среднем) ниже, чем на побережье, из-за большей высоты пунктов на щите.

ТЕМПЕРАТУРА

Температура воздуха. Морской характер климата Новой Земли сказывается прежде всего в температуре воздуха. Баренцево море, с его относительно малой ледовитостью, оказывает заметное смягчающее воздействие на температурный режим. Для баренцевоморского побережья характерны высокая температура зимних месяцев и ее малые изменения, сдвиг зимнего минимума и летнего максимума соответственно на март и август, небольшая годовая амплитуда (для средних месячных значений около 21°), более высокие значения температуры осенних месяцев по сравнению с весенними, что

Таблица 15

Температура воздуха (в °C) на Новой Земле (по данным за 1932—195) гг.)

Станции	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Амплитуда
Баренцевоморское побережье														
Русская Гавань	—14,3	—15,3	—16,9	—12,1	—5,7	0,5	3,7	3,9	1,0	—3,7	—9,3	—12,7	—6,7	20,8
Мыс Столбовой	—11,3	—13,2	—14,3	—9,3	—4,0	1,7	5,7	6,2	3,3	—1,3	—6,1	—9,8	—4,4	20,5
Малые Кармакулы . .	—11,4	—13,9	—14,3	—8,7	—3,7	2,1	6,6	6,5	3,4	—1,6	—6,4	—9,8	—4,3	20,9
Карское побережье														
Мыс Желания	—17,4	—18,0	—19,9	—14,9	—7,3	—0,9	1,8	2,6	0,4	—4,4	—11,4	—15,1	—8,7	22,5
Залив Благополучия *	—18,1	—19,4	—22,0	—14,6	—6,8	0,2	3,8	3,2	0,6	—4,8	—12,4	—16,7	—8,9	25,8
Мыс Выходной	—15,4	—17,9	—19,1	—12,5	—5,3	1,0	4,5	4,5	2,1	—2,5	—9,2	—13,6	—7,0	23,6
Внутриледниковая станция														
Ледораздельная	—21,4	—22,8	—21,9	—18,3	—13,2	—4,9	—1,7	—1,5	—5,8	—10,5	—17,1	—20,8	—13,3	21,4

* Приведено к многолетнему ряду.

обусловлено согревающим влиянием моря осенью и охлаждающим — весной. Климат Карского побережья более континентальный, зима здесь заметно суровее. Летом температурные различия на обоих склонах ледникового покрова сглаживаются, вероятно, вследствие того, что циклоническая деятельность затухает и возрастает роль радиационных факторов. Зимний минимум на Карском побережье также падает на март, летний максимум на некоторых станциях наблюдается в июле, годовая амплитуда возрастает до 23—26° (табл. 15). На самой юго-восточной оконечности Южного острова — Мысе Меньшикова — температура воздуха почти столь же низка, как и в Русской Гавани, расположенной примерно на 6° севернее, что вызвано суровым ледовым режимом пролива Карские Ворота. Именно по признаку небольшой годовой амплитуды температуры воздуха О. Иохансен и В. Ю. Визе [121] сделали вывод о том, что на широте Русской Гавани (76°) отмечается наименьшая континентальность воздуха в западном секторе Арктики.

Особо следует сказать о станции Ледораздельной. Она характеризует климат центральной части ледового щита, но ее данные наименее точны, поскольку приведение к многолетнему ряду сделано по результатам лишь одного года наблюдений. Кроме того, из-за сильных снежных заносов зимой 1957/58 г. психрометрические будки на Ледораздельной в феврале оказались на высоте 70—100 см вместо 2 м. Это, разумеется, отразилось на результатах измерений температуры, которая была занижена из-за большего влияния сильно переохлажденной снежной поверхности. Годовой минимум поэтому пришелся на февраль, в то время как на остальных станциях, включая близко расположенные Русскую Гавань и Барьер Сомнений, он, как и по многолетним данным, отмечался в марте. Если ввести поправку на высоту будки (что можно сделать по данным проводившихся на леднике градиентных наблюдений), то окажется, что средняя температура марта на Ледораздельной будет на несколько десятых долей градуса ниже, чем температура февраля. Однако на других станциях эта разница достигает 2° и более. На Ледораздельной зимняя температура вообще имеет более ровный ход от месяца к месяцу, чем на других станциях, что в значительной мере обусловлено влиянием однородной поверхности щита. В других пунктах поверхность крайне неравномерно покрыта снегом, что вызывает большие температурные колебания.

Подсчет горизонтальных температурных градиентов на каждые 100 км дает возможность получить данные о температуре воздуха для промежуточных пунктов. Такой подсчет был сделан между станциями: Мыс Желания—Русская Гавань, Мыс Желания — Залив Благополучия, Русская Гавань — Мыс Столбовой, Залив Благополучия — Мыс Выходной. Были получены температурные характеристики для ряда пунктов: Губа Глазова (западный берег) и ледник Серп и Молот (в заливе Цивольки на восточном берегу) — линия между ними характеризует южную границу покровного оледенения; Мыс Поспелова (залив Вилькицкого на западном берегу) и Мыс Дальний (залив Русанова на восточном берегу) — это южная граница центральной части покрова; линия между Русской Гаванью и Заливом Благополучия характеризует центральную часть щита и, наконец, долина Иностранцева, расположенная между Русской Гаванью и Мысом Желания, — северная граница центральной части ледникового покрова. Результаты приведены в табл. 16.

Приведенные выше величины характеризуют пункты, как бы оконтуривающие область покровного оледенения, но не позволяют говорить о температурном режиме, господствующем в центре острова, на высоте нескольких сот метров над уровнем моря. О нем можно судить лишь на основании расчета изменения температуры с высотой. Следует сразу оговориться, что мы будем называть изменение температуры на каждые 100 м подъема от побережья к центру острова вертикальным температурным градиентом, хотя, строго говоря, этот термин принимается для характеристики изменения температуры с высотой в свободной атмосфере. Для ледников Земли Франца-Иосифа вертикальный градиент равен примерно 0,65° [46]. На Новой Земле

Таблица 16

Средняя многолетняя температура воздуха (в °С) для ряда пунктов Северного острова Новой Земли

Пункты	Январь	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	За год
Западное побережье						
Губа Глазова	—12,8	1,1	4,6	4,9	2,1	—5,6
Залив Вилькицкого	—13,3	0,8	4,3	4,5	1,6	—5,8
Русская Гавань	—14,3	0,5	3,7	3,9	1,0	—6,7
Долина Иностранцева (западная часть)	—16,3	—0,4	2,5	3,0	0,6	—7,9
Восточное побережье						
Залив Цивольки	—16,6	0,7	4,2	3,9	1,5	—7,8
Залив Русанова	—17,3	0,5	4,0	3,6	0,9	—8,2
Залив Благополучия	—18,1	0,2	3,8	3,2	0,6	—8,9
Долина Иностранцева (восточная часть)	—17,6	—0,6	2,6	2,8	0,5	—8,8

такой расчет был сделан для летних месяцев 1956 г. [52], а затем для того же района (Русская Гавань — Барьер Сомнений — Ледораздельная) были получены градиенты за каждый месяц работы экспедиции МГГ. В среднем вертикальный градиент равен здесь $0,8^{\circ}$, зимой он увеличивается до $0,9-1,0^{\circ}$, летом — уменьшается до $0,6-0,7^{\circ}$ [83]. Поскольку на восточном берегу острова холоднее, чем на западном, то вертикальный градиент температуры для профиля Залив Благополучия — Ледораздельная, подсчитанный по приведенным многолетним данным, естественно, меньше и равен $0,6^{\circ}$. В Антарктиде на участке Мирный — Пионерская он составляет $1,1^{\circ}$, а в центральных районах материка достигает $4,7^{\circ}$ [168]. Как видим, вырисовывается прямая зависимость величины вертикального градиента температуры от размеров оледенения. На Земле Франца-Иосифа выхолаживающее влияние отдельных ледниковых покровов, лежащих на многочисленных островах, разделенных морскими проливами, относительно невелико. На Новой Земле сплошной покров усиливает выхолаживание воздуха, а в Антарктиде вертикальный градиент достигает огромной величины.

Используя данные о величине вертикального градиента, можно получить (правда, весьма ориентировочные) значения среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха в центральной, наиболее высокой части ледникового покрова. Эти данные представлены в табл. 17, причем характер температуры воздуха (главным образом, летней) прослеживается по осевой части

Таблица 17

Средняя температура воздуха (в °С) в различных пунктах по осевой части ледникового покрова (по многолетним данным с учетом вертикального градиента)

Пункты	Январь	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	За год
1	—19,9	—4,3	—0,8	—0,8	—4,6	—12,3
2	—20,5	—4,6	—1,2	—1,0	—5,2	—12,6
3	—21,4	—4,9	—1,7	—1,5	—5,8	—13,3
4	—19,5	—3,1	—0,6	+0,3	—2,7	—11,2

острова с юга на север. Пункт 1 взят в самой южной части покрова, в створе Губа Глазова — Залив Цивольки, на высоте 800 м; пункт 2 — в створе Залив Вилькицкого — Залив Русанова, на высоте 800 м; пункт 3 — станция Ледораздельная, на высоте 800 м; пункт 4 — в центре долины Иностранцева, на высоте 300 м.

Как видим, температура воздуха понижается с юга на север, а по данным береговых станций — еще и с запада на восток. Относительно высокие значения температуры в центре долины Иностранцева (пункт 4) объясняются исключительно лишь небольшой высотой этой части щита (300 м), которая, по-видимому, целиком располагается в области абляции. Если бы щит достигал здесь высоты 800 м, то в этом районе наблюдалась бы самая низкая температура воздуха над ледниковым покровом.

С гляциологической точки зрения особенно важны данные о температуре летних месяцев. Как следует из табл. 17, вся область питания новоземельского покровного оледенения располагается в зоне «вечного мороза», когда средняя температура даже самого теплого месяца — отрицательная. Правда, данные эти — многолетние. В 1958 г. в Русской Гавани был аномально теплый июль ($5,1^{\circ}$), на Ледораздельной средняя июльская температура составила $-0,1^{\circ}$, а в более южных участках покрова даже на максимальной высоте она определенно была положительной. Естественно, в такие периоды температура воздуха на щите значительно превышала норму, и на леднике, особенно в более южных районах, должно было происходить интенсивное таяние, что и наблюдала экспедиция Института географии в 1959 г., когда на побережье аномально высокая среднемесячная температура отмечалась и в июле, и в августе ($5,6$ и $5,7^{\circ}$). За все время существования станции Русская Гавань здесь 5 раз в июле и 4 раза в августе было так тепло, что даже на самых верхних участках щита должна была преобладать положительная температура и происходить бурное таяние (такие случаи были в 1944, 1954, 1956, 1957, 1959—1961 гг.). Но в целом лето в центре ледникового покрова, по-видимому, сводится всего лишь к нескольким теплым дням с положительной температурой в июле и августе. Ни в июне, ни в сентябре в области питания таких дней, как правило, не бывает.

В области абляции ледникового щита летняя температура выше, в июле и августе она, как правило, положительная. На станции Барьер Сомнений в 1958 г. температура июля была $2,3^{\circ}$, а августа — $0,9^{\circ}$. Если учесть, что июль был аномально теплым, а август — аномально холодным, то средняя многолетняя температура июля на Барьере Сомнений должна быть около $1,0^{\circ}$, а температура августа — около $1,5^{\circ}$. Из табл. 17 мы видели, что в долине Иностранцева, расположенной несколько севернее и примерно на той же высоте, что и Барьер Сомнений, температура июля и августа также положительная, хотя и немного ниже. В целом можно считать, что период абляции в нижней зоне покрова составляет на широте Русской Гавани около двух месяцев, а в более южных районах щита продолжается непрерывно до трех месяцев, охватывая часть июня и сентября.

В табл. 18 представлены данные о продолжительности теплого периода на леднике и побережье.

Таблица 18

Сравнительная характеристика теплого периода в Русской Гавани и на ледниковом щите (по данным за 1958 г.)

Станции	Начало и конец устойчивого теплого периода	Число дней с положительной температурой	Сумма значений положительной средней суточной температуры, $^{\circ}\text{C}$	Средняя температура периода, $^{\circ}\text{C}$
Русская Гавань . .	23 июня — 22 августа	78	257,2	3,3
Барьер Сомнений . .	5 июля — 31 июля	43	102,8	2,4
Ледораздельная . .	11 июля — 30 июля	19	39,1	2,1

По средним многолетним данным в Русской Гавани насчитывается 102 дня со средней суточной температурой выше 0° , а средними датами начала и конца этого периода являются 13 июня и 24 сентября. Безморозный период на побережье длится в среднем 32 дня (с 18 июля по 20 августа), но заморозки возможны в любой день года. В июне и августе на берегу обычно по полмесяца отмечается отрицательная температура по минимальному термометру, в июле таких дней всего два-три. Естественно, что на ледниковом щите в течение всего июня и августа, за исключением нескольких дней, отмечаются заморозки, а в июле число таких дней должно превышать 15. Постоянные заморозки на леднике заметно задерживают и затрудняют абляцию.

Из-за частых вторжений циклонов с Атлантики и с Баренцева моря в любом месяце зимы (реже всего в марте) на побережье Новой Земли могут быть оттепели, обычно — при западных ветрах и пасмурной погоде с осадками. В аномально холодном 1958 г. последние оттепели были в ноябре, причем один раз — даже на Барьере Сомнений. На Ледораздельной оттепель отмечалась всего восемь раз в июне и лишь один раз в августе. Но кратковременные и весьма значительные повышения температуры воздуха, синхронные оттепелям на побережье, повторяются неоднократно.

Абсолютный максимум температуры воздуха на побережье Новой Земли составил 23° . В 1958 г. он равнялся $16,2^{\circ}$ в Русской Гавани, $13,6^{\circ}$ — на Барьере Сомнений и $9,2^{\circ}$ — на Ледораздельной. Вероятно, в редчайших случаях в области абляции ледникового покрова может в течение очень короткого промежутка времени наблюдаться температура около 20° , особенно в южных районах щита. В области питания абсолютный максимум вряд ли выше $13-15^{\circ}$. Обычно максимальная температура воздуха наблюдается как на берегу, так и внутри острова, в летнее время при штиле или очень слабом ветре, ярком солнце и облаках среднего яруса. Однако иногда весьма высокая температура бывает при сильнейших южных ветрах типа фёна (например, в июле 1959 г.).

Из-за смягчающего влияния Баренцева моря на Новой Земле зимой преобладает относительно высокая температура. По многолетним данным, в Русской Гавани лишь 50 дней в году (с 10 февраля по 31 марта) имеют среднюю температуру ниже -15° , а на Карском побережье таких дней в 2,5 раза больше. 1958 г. был аномально холодным, поэтому соотношение дней с температурой различных градаций заметно изменилось (табл. 19).

Таблица 19

Число дней со средней суточной температурой (в $^{\circ}\text{C}$) по градациям (1958 г.)

Станции	Ниже -40	От -40 до -35	От $-34,9$ до -30	От $-29,9$ до -25	От $-24,9$ до -20	От $-19,9$ до -15	От $-14,9$ до -10	От $-9,9$ до -5	От $-4,9$ до 0	От $0,1$ до 5	От $5,1$ до 10	От $10,1$ до 15
Русская Гавань . .	0	0	4	24	47	40	40	55	77	58	19	1
Барьер Сомнений .	0	3	16	35	51	32	47	59	79	40	3	0
Ледораздельная . .	2	11	29	46	41	25	143	49	19	0	0	

Влияние теплого моря обуславливает также отсутствие крайне низких значений температуры воздуха. На севере Новой Земли (Мыс Желания) абсолютный минимум достигает -50° ; в Русской Гавани он несколько ниже -40° , но обычно минимум за год (в феврале — марте) находится в пределах от -30 до -35° . С подъемом на ледник зимняя температура повышается (см., в частности, табл. 19), но и здесь не отмечаются особенно низкие ее значения, несмотря на большую высоту холодного ледникового покрова. В 1958 г. абсолютный минимум температуры отмечался в феврале и составил на Барьере Сомнений -40° , а на Ледораздельной $-42,7^{\circ}$ (на побережье $-33,7^{\circ}$). В январе 1959 г. в центре щита наблюдалась температура

—43,7°. Поскольку эти годы были весьма холодными, то трудно ожидать, чтобы в нынешнюю климатическую эпоху температура воздуха на ледниковом щите опускалась до —45, —50°, хотя в редчайших случаях это и возможно. Подобные низкие значения температуры были, вероятно, характерны для периода, предшествовавшего потеплению Арктики. Экспедиция Г. Я. Седова, например, зафиксировала в январе 1913 г. температуру —50,2° в районе, расположенном всего на 12' южнее Русской Гавани [25]. На вершине щита в такие моменты можно ожидать понижения температуры до —55°.

На ледниковом покрове в районе Русской Гавани наиболее холодная погода наблюдается во время затишья или слабого ветра, имеющего северную или южную (с ледникового щита) составляющую. Холодно также и во время сильного южного ветра — боры. Самые теплые ветры зимой — юго-западные и западные, летом — южные и восточные. Поскольку ледниковый щит остается холодным во все сезоны, то главную роль в повышении температуры играет адвекция теплого воздуха с юга и запада. Однако на побережье и в области абляции ледника возрастает, особенно в летний сезон, роль «фёнового эффекта» в результате действия новоземельской боры. В. Ю. Визе [24] пришел к выводу, что во время боры температура воздуха на Новой Земле должна повышаться и «фёновый эффект» должен проявляться в более северных районах Новой Земли, во-первых, из-за большей высоты гор и, следовательно, большего падения и адиабатического нагревания воздушной массы, а во-вторых, из-за разрушения холодного приземного инверсионного слоя воздуха (поскольку зимние инверсии чаще образуются в более северных широтах, что еще более усиливается заметным выхолаживающим воздействием обширного ледникового покрова). Анализ хода метеорологических элементов во время боры в Русской Гавани за период с 1932 по 1959 г. показывает, что в 28% всех случаев температура воздуха слабо увеличивалась, в 27% — падала, в 45% — оставалась без существенных изменений. Чаще всего небольшое повышение температуры по мере развития боры отмечалось в мае — октябре (в 70—80% случаев за этот период), а ее понижение (причем более резкое), как правило, наблюдалось зимой, но бывали и обратные соотношения. «Фёновый эффект» существует всегда, но так как бора приходит на побережье с холодного ледника, то адиабатическое нагревание при спуске не может привести к сколько-нибудь заметному повышению температуры в нижней зоне в зимнее время и обычно приводит лишь к некоторому повышению температуры летом.

Как на побережье, так и в глубине острова довольно четкий суточный ход температуры можно обнаружить лишь в спокойные солнечные дни, чаще всего в марте—апреле и очень редко летом (из-за облачности). При этом максимум наблюдается после полудня, а минимум — ночью. В целом в светлое время года наивысшая температура воздуха в течение суток наблюдается днем, главную роль при этом играет солнечная радиация. В темное время в тех случаях, когда нет адвекции теплого воздуха с моря, температура в течение суток меняется очень мало. Но нередко в ноябре — январе обнаруживается обратный суточный ход с максимумом в ночные часы и минимумом — днем. И на берегу, и на леднике в темное время года температура в ночные часы была на 0,1—0,3° выше, чем днем (в среднем месячном выводе), а иногда эта разность достигала 1,2° (ноябрь 1958 г. на Барьере Сомнений). Такое явление может иметь много причин: адвекция теплого воздуха, выделение тепла при конденсации водяного пара на верхней границе пленки холодного воздуха в ясную погоду, некоторое увеличение облачности ночью и, соответственно, меньшее излучение поверхности [156]. Однако окончательно этот вопрос еще не решен.

Температура поверхности. В температурном режиме подстилающей поверхности на побережье и на леднике существуют большие различия. Прибрежные участки Новой Земли сложены вечномерзлой песчано-галечной толщей или каменистой мореной с ледяным ядром внутри. Большую часть года поверхность покрыта снегом, который залегает крайне неравно-

мерно, пятнами; в районе Русской Гавани снежный покров занимает меньше половины площади суши. Наблюдения за температурой земной поверхности на прибрежных станциях Новой Земли ведутся в зависимости от степени покрытия метеорологической площадки снегом то на обнаженной почве, то на снегу. Поэтому обобщить многолетние наблюдения невозможно.

В холодный период температура земной поверхности на $2-3^{\circ}$ ниже, чем температура воздуха, и в течение января — апреля ход их температуры параллелен. По мере увеличения прихода солнечной радиации каменная поверхность побережья прогревается все сильнее и с апреля по сентябрь имеет температуру выше температуры воздуха. Оттаивает верхний слой мерзлоты, на склонах моренных холмов идут интенсивные процессы солифлюкции. Начиная с сентября до середины зимы (декабрь — январь), при возрастающем излучении поверхности, ее температура постепенно становится на $1-2^{\circ}$ ниже температуры воздуха. Разность между средними годовыми значениями температуры воздуха и поверхности в 1958 г. составила в Русской Гавани всего $0,3^{\circ}$, причиной чему был сильный летний прогрев почвы. При этом следует учитывать неизбежное завышение показаний термометра на почве в результате воздействия прямой солнечной радиации. Годовая амплитуда средней месячной температуры земной поверхности на $5-6^{\circ}$ больше годовой амплитуды температуры воздуха.

Температурный режим поверхности ледникового покрова зависит от тепловых особенностей снежно-ледяной толщи. В течение темного зимнего периода происходит интенсивное тепловое излучение поверхности льда в атмосферу без прихода тепла от солнца. В среднем температура поверхности ледника на $2-3^{\circ}$ ниже температуры воздуха, но в ряде случаев она бывает ниже и на $7-8^{\circ}$.

С наступлением полярного дня начинается прогрев верхних слоев снежно-ледяной толщи, и температура ее поверхности сначала сравнивается с температурой воздуха, а затем начинает превышать ее. Такие условия наблюдаются в течение большей части мая, июня и августа. В этот период температура поверхности ледника в среднем на несколько десятых долей градуса выше температуры воздуха, в отдельные моменты эта разность возрастает до нескольких градусов. Но все увеличивающийся приход тепла не может повысить температуру ледниковой поверхности и всей толщи покрова больше ее верхнего предела -0° , поэтому в период таяния ее температура остается постоянно нулевой, тогда как воздух, поступающий из других районов, имеет положительную температуру. В результате, в июле 1958 г. температура таящего льда и снега на Барьере Сомнений была на $2,4^{\circ}$, а на Ледораздельной на $0,6^{\circ}$ ниже температуры воздуха (по средним месячным данным).

Весной, в ясные солнечные маловетренные дни, поверхность настолько сильно нагревается от солнечной радиации, что нередко наблюдается струящийся воздух, подобно мариу над перегретыми полями в средних широтах. Такое же явление бывает и в Антарктиде, даже в самых суровых ее районах [168]. В те дни, когда наблюдается дрожание и подъем струек воздуха, на леднике, особенно в верхних его зонах, нередко возникают миражи.

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Несмотря на то, что Новая Земля находится в наиболее влажном районе Арктики, здесь, как и повсеместно в высоких широтах, абсолютное содержание влаги в воздухе невелико. Годовой ход абсолютной влажности полностью повторяет годовой ход температуры, с максимумом в августе (от $6,6$ мб на Мысе Желания до $8,3$ мб в Малых Кармакулах) и минимумом в марте (соответственно $1,3$ и $1,8$ мб). На леднике влагосодержание воздуха

уменьшается. Особенно это заметно летом, когда прибрежные районы нагреваются и влажность там повышается, а в это же время в центре острова, на щите, господствуют низкая температура и малая влажность. В августе 1958 г. разность между значениями абсолютной влажности в Русской Гавани и на Ледораздельной достигала 1,6 мб, зимой она уменьшалась до 0,4—0,1 мб; в этот период и на побережье, и на леднике наблюдаются весьма низкие температура и влажность воздуха. Многолетняя средняя годовая абсолютная влажность в Русской Гавани составляет 3,6 мб, в августе 6,8 мб, в марте 1,6 мб. Если привести данные станции Ледораздельной к многолетнему ряду, окажется, что в центральной части ледникового покрова среднее годовое значение ее составляет 2,7 мб, а в декабре, феврале и марте — около 1,5 мб (в 1958 г. в эти месяцы наблюдалась влажность 0,6 мб). Таким образом, влажность воздуха в области покровного оледенения Новой Земли примерно такая же, как на островах Домашнем и Малом Таймыре — в самых суровых и континентальных участках Советской Арктики.

Годовой ход относительной влажности представляет, по многолетним данным, плавную пологую линию с хорошо выраженным максимумом в июле — августе и минимумом в марте. Средняя годовая относительная влажность равна 80% в Русской Гавани и на Мысе Столбовом и 87% на Мысе Желания.

Годовой ход влажности с максимумом в летнее время типичен для Арктики, но это не означает, что зимний воздух меньше насыщается водяным паром, чем летний. Как известно, существует различие между насыщением воздуха относительно воды и относительно льда, гидрометр же позволяет проводить наблюдения над насыщением воздуха только относительно переохлажденной воды. Насыщение воздуха относительно льда наступает раньше, чем насыщение относительно воды, так как максимальная упругость водяного пара над льдом гораздо меньше, чем над переохлажденной водой. Чем ниже температура воздуха, тем скорее при меньшей относительной влажности наступает конденсация водяного пара в виде льда. Еще Ф. Мальмгрен доказал, что в высоких широтах при очень низкой температуре воздух находится в состоянии пересыщения относительно льда (см. [121]). Это возможно благодаря большой чистоте воздуха в Арктике и отсутствию ядер конденсации.

Наблюдения в районе Русской Гавани показывают, что над побережьем с ноября по февраль воздух бывает насыщен влагой, а над ледниковым щитом с сентября по апрель — пересыщен. С мая по сентябрь почти все показания относительной влажности, за немногими исключениями, характеризуют насыщенность воздуха водяным паром, так как при более высокой температуре разность между упругостью пара над водой и над льдом уменьшается.

Следовательно, если учесть различную упругость пара над водой и льдом и ввести соответствующие поправки к данным относительной влажности, то последняя окажется наибольшей в зимнее время, и ее годовой ход будет похож на кривую для средних широт. Можно предполагать, что годовой ход примерно одинаков для всей области покровного оледенения. Пересыщение воздуха над ледниковым покровом способствует интенсивной сублимации водяного пара на ледниковой поверхности.

По наблюдениям 1958 г. относительная влажность воздуха на леднике была в среднем на 7—8% выше, чем на побережье. В Русской Гавани ее среднее годовое значение было 79%, на Барьере Сомнений — 82%, на Ледораздельной — 87%. В 13 час относительная влажность, превышающая 80%, отмечалась на побережье 106 раз, в зоне абляции — 206 раз, в центре щита — более 300 раз. Это вновь говорит о высокой относительной влажности в области покровного оледенения, так как в 13 час она обычно бывает минимальной. Пониженная влажность наблюдается при ветрах южных и северных румбов, повышенная — при западных ветрах. Часто влажность заметно падает перед борой, повышаясь непосредственно к началу штормового ветра.

На карской стороне влагосодержание воздуха меньше, чем на барен-

цевоморской. Очевидно, это объясняется тем, что преобладающие ветры на баренцевоморском склоне — западные влагонесущие, а на карском — обедненные влагой северные и восточные. Кроме того, воздушные массы, приходящие на карскую сторону с Атлантики и встречающие на своем пути ледниковый покров, частично иссушаются вследствие конденсации влаги на его поверхности.

ОБЛАЧНОСТЬ

Баренцевоморское побережье Новой Земли располагается в районе максимального развития облачности: по многолетним данным здесь отмечается самый высокий в Арктике средний годовой балл общей облачности — 7,8 (Мыс Желания, Русская Гавань, Малые Кармакулы). На карском берегу он несколько меньше: 7,5 на Мысе Выходном и 7,2 в Заливе Благополучия. Максимальная облачность бывает с мая по октябрь, причем ее количество в этот период почти не меняется от месяца к месяцу. Минимум наблюдается в феврале — марте, с декабря по март заметных колебаний не обнаруживается. Средний годовой балл нижней облачности по многолетним данным в Русской Гавани равен 4,9. С мая по ноябрь он колеблется от 5,4 до 6,4, а в декабре — апреле — от 4,2 до 3,3.

Из-за небольшой ширины Новой Земли резких различий в количестве облачности над побережьем и над ледником нет. На Барьере Сомнений отмечается почти полное сходство с побережьем по количеству общей и нижней облачности. Над центральной частью щита облачность меньше. Здесь средние годовые значения общей и нижней облачности составили в 1958 г. соответственно 6,6 и 4,5 балла (по сравнению с 7,5 и 4,9 в Русской Гавани). Возможно, это связано с характером арктических облаков — низких и маломощных, в результате чего ледораздельная часть покрова нередко оказывается выше облаков нижнего яруса.

Для климата Новой Земли характерно преобладание пасмурной погоды, среднее многолетнее число пасмурных дней (по общей облачности) составляет в Русской Гавани 222. На карском берегу пасмурность меньше (172 дня в Заливе Благополучия). По мере подъема на ледник растет число ясных дней и уменьшается число пасмурных. В 1958 г. в Русской Гавани было 36 ясных и 217 пасмурных дней, на Барьере Сомнений соответственно 42 и 212, а на Ледораздельной — 55 и 200. Число пасмурных дней по нижней облачности относительно невелико, оно вдвое меньше числа пасмурных дней по общей облачности. Наибольшая облачность бывает летом (рис. 11).

Трудность определения форм облачности в Арктике, особенно в темное время, хорошо известна. Темнота усугубляется метелями, что делает определение форм невозможным даже для квалифицированного метеоролога. Особенно сложно вести наблюдения в центре щита, на Ледораздельной, где отсутствуют ориентиры в виде гор или нунатаков, а однородная снежная поверхность в темное время не позволяет даже установить сам факт наличия или отсутствия облаков. В этом, как нам кажется, может заключаться еще одна из причин того, что над Ледораздельной отмечалась меньшая облачность. Наблюдатель зимой мог зачастую не заметить облаков среднего и верхнего яруса, нередко просвечивающих, сквозь которые хорошо видно звездное небо. Наблюдатель при этом отмечал «ясно», хотя на самом деле следовало бы писать «пасмурно» по верхней облачности.

Как и во всей Арктике, на Новой Земле в течение года преобладают формы слоистой облачности, чему способствует температурная инверсия в нижних слоях воздуха. Это же обстоятельство препятствует развитию термической конвекции и соответственно возникновению кучевой облачности. Однако в теплые летние дни над побережьем все же образуются кучевые облака небольшой мощности.

Данные табл. 20 показывают, что на побережье и леднике по большей части наблюдается сходная повторяемость разных форм облаков, но име-

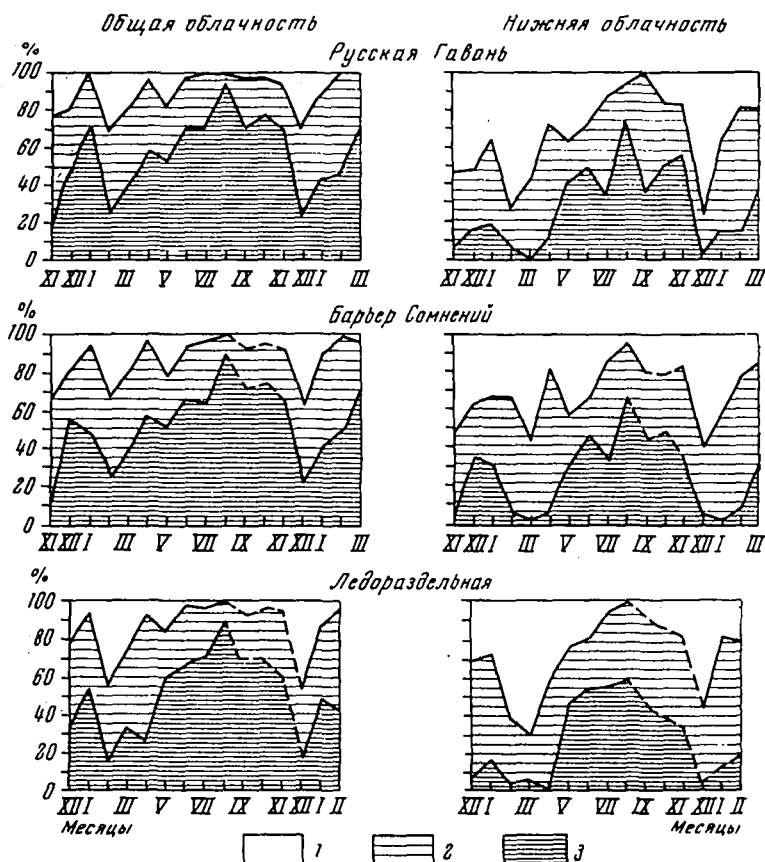


Рис. 11. Повторяемость ясного (1), полуюсного (2) и пасмурного (3) состояния неба в районе Русской Гавани (1958 г.)

Римские цифры означают месяцы

ются и существенные различия. Над холодной поверхностью щита конвекция отсутствует, а кучевая облачность, изредка отмечаемая на Ледораздельной, на самом деле находится над побережьем и морем, но видна и с ледника. С подъемом на ледник заметно убывает повторяемость слоисто-кучевых облаков и резко возрастает частота туманов, а также тех случаев, когда формы облаков невозможно определить из-за темноты или метели. Нужно еще иметь в виду, что те облака, которые находятся над побережьем на высоте нескольких сот метров, на ледниковых станциях, находящихся также на высоте нескольких сот метров, являются туманом.

Наибольшая облачность, как правило, связана с приходом влажных масс с Баренцева моря. При затишье часто наблюдается ясная погода (особенно весной) или высокие облака. Такая же погода, вероятно, бывает и во время боры зимой. Летом во время боры нередко отмечаются кучево-дождевые облака, которые иногда бывают и зимой. Однако в целом наблюдения за облаками во время боры весьма недостоверны из-за сильнейших метелей, не позволяющих видеть небо.

С относительно невысокой пасмурностью неба по нижней, наиболее плотной, облачности связаны довольно большие суммы числа часов солнечного сияния. Поскольку с подъемом на ледниковый щит облачность несколько уменьшается и соответственно увеличивается число ясных дней, то на ледниковых станциях сумма часов солнечного сияния почти во все месяцы оказалась большей, чем на побережье. Только в июле 1958 г. из-за продолжительных непрерывных туманов в центре ледникового покрова месячная сумма часов

Повторяемость различных форм облачности в 1958 г. (в %)

Станции	Cl	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb	Frst	Frcu	≡	?	○
Русская Гавань	13	2	7	18	8	1	6	29	3	3	0	2	1	0	0	7
Барьер Сомнений	10	2	3	17	6	0	6	17	4	4	1	3	1	33	9	14
Ледораздельная	11	4	4	16	5	0	1	7	2	1	0	1	0	17	14	17

солнечного сияния заметно снизилась. Тем не менее поверхность ледника получила в 1958 г. от радиации солнца больше половины тепла, израсходованного на таяние и испарение.

ОСАДКИ

Недостоверность данных об осадках в высоких широтах хорошо известна. Буквально во всех работах, касающихся наблюдений за твердыми осадками в Арктике и Антарктиде, об этом говорится достаточно много и убедительно [90, 102, 145, 228]. К сожалению, именно на Новой Земле, вследствие частых и очень сильных ветров результаты измерений количества осадков являются особенно ненадежными. На тех станциях Арктики, где проводились одновременные наблюдения за количеством выпадающего снега по дождемеру и по снегомерной съемке, отмечается выдувание осадков из прибора, и приходится увеличивать полученные результаты по данным контрольных снегомерных съемок. Подобные расчеты сделаны для Мыса Желания, Мыса Выходного, Малых Кармакул, но, нам кажется, они в значительной степени неверны из-за крайне неравномерного залегания снега на берегу. Начиная с 1953 г. на полярных станциях устанавливаются осадкомеры Третьякова, и с этого времени отмечается надувание снега в осадкомер. Поэтому и сейчас получить хотя бы близкие к истине данные по осадкам весьма трудно.

В районе Русской Гавани (как и в других районах Новой Земли) снег на побережье откладывается отдельными пятнами, поэтому снегомерная съемка на небольшой площади здесь непоказательна. Поскольку одной из основных задач гляциологической экспедиции было выяснение снегозапаса на леднике, то проводились снегомерные съемки на обширной площади ледникового покрова. Для центральной части щита получены довольно объективные данные снегозапасов, но так как в нижних частях ледника снег располагается на поверхности столь же неравномерно, как и на побережье, то здесь данные о снегозапасах оказываются весьма приближенными. Можно предполагать, что и на берегу, и в глубине острова, в зависимости от скорости ветра, вида метели и процента покрытия поверхности снегом, а также в зависимости от степени сухости и уплотненности этого снега, происходит как надувание твердых осадков в ведро осадкомера, так и выдувание их, но первое преобладает.

В целом количество осадков убывает с юга на север и с запада на восток, так что наиболее сухой оказывается северо-восточная окраина Новой Земли. По многолетним данным их годовая сумма составляет в Малых Кармакулах примерно 280 мм, в Русской Гавани — 250 мм, на Мысе Желания — 150 мм, на Мысе Выходном — 214 мм, в Заливе Благополучия — 190 мм. Значительная часть осадков выпадает в теплый период; для большинства пунктов это — июнь — сентябрь. В жидком виде выпадает примерно 30% годовой суммы, на ледниковом покрове — не более 10%. Летом чаще всего бывают слабые обложные дожди и морось из различного типа слоистых облаков, реже — слабые по интенсивности ливневые осадки из кучево-дождевых облаков. Зимой преобладает слабый и умеренный обложной снег и снежные

зерна (аналог мороси), значительно реже выпадает ливневый снег (иногда мокрый) и крупа. Изредка и зимой выпадают дождь и морось, но совсем непродолжительные и слабой интенсивности. А летом, наряду с дождем и моросью, очень часто выпадают твердые осадки, причем продолжительные и весьма интенсивные.

Основная масса осадков связана с фронтами циклонов. В 1958 г. в Русской Гавани отмечено более 270 дней с осадками, из них — 150 с фронтальными. За эти 150 дней выпало около 390 мм, а в остальные 120 дней — 19 мм, причем в течение более 80 дней в осадкомере наблюдались лишь «следы» осадков. Совершенно ясно, что подавляющая часть осадков связана с фронтами, а доля внутримассовых — ничтожна. Последние выпадают, как правило, с интенсивностью 0,1—0,3 мм в сутки. Следовательно, обложные осадки циклонов играют главную роль в формировании снежно-ледникового покрова Новой Земли¹.

В 1958 г. в Русской Гавани была зарегистрирована очень большая сумма осадков — 411 мм, а в 1959 г. даже 508 мм. Эти значения явно завышены, что подтверждается цифрой осадков за январь 1958 — г. 168 мм, это почти 70% от годовой многолетней суммы. Конечно, подавляющая часть январских осадков была надута в осадкомер во время сильнейших продолжительных ветров между 15 и 21 января. Поэтому еще раз подчеркиваем приближенность данных. Мы попытались исключить из общей суммы осадков 1958 г. заведомо надутые и получили цифру 250 мм, равную средней многолетней (видимо, завышенной). При этом около 100 мм выпало в жидком виде. На Барьере Сомнений в 1958 г. выпало 500 мм; если исправить и эту цифру, то получим 400 мм, из них 40 мм жидких. И, наконец, на Ледораздельной годовая сумма по осадкомеру составила почти 1000 мм, в жидком виде выпало немного больше 30 мм. При пересчете сумма осадков оказалась равной примерно 600 — 640 мм.

Теперь можно сделать примерный расчет вертикального градиента количества осадков по профилю Русская Гавань — Барьер Сомнений — Ледораздельная. Оказывается, что при подъеме на ледниковый щит годовое количество осадков на каждые 100 м возрастает в среднем на 50 мм, а количество твердых осадков — на 60—70 мм. При этом резко убывает число дней, когда в осадкомере отмечаются лишь «следы» осадков, сильно увеличивается их интенсивность. В центре щита зимой и весной часто наблюдаются ледяные иглы при низкой температуре воздуха. В осадкомере на Ледораздельной нередко образуется кристаллическая изморозь на стенках ведра, дающая довольно большие суточные значения, иногда свыше 1,0 мм. Эти данные мы исключали из общей суммы, так как изморозь осаждалась на предметах, являющихся «посторонними» для ледника.

Преобладание на Новой Земле слабых обложных и морозящих осадков обуславливает их небольшое суточное количество. По многолетним данным в Русской Гавани отмечается 62 дня с осадками больше 1,0 мм и лишь 31 день с осадками больше 2,0 мм. Интенсивность резко возрастает при выпадении ливневых осадков, особенно летом. Летом возрастает и вероятность выпадения осадков во время боры, хотя она невелика в течение всего года. Но именно летние жидкие осадки при боре могут играть существенную роль в усилении таяния в области абляции. Нам удалось наблюдать в июле 1956 г. как на высоте около 400 м над ур. моря, на склоне Барьера Сомнений, во время сильной боры, сопровождавшейся ливневым дождем, за двое суток стаяло примерно 4 см льда. Этому способствовало как тепловое воздействие дождя на ледяную поверхность, так и чисто механическое размывание льда сильными струями дождя.

На Новой Земле снегопады очень часты. Среднее число дней со снегом,

¹ Здесь и далее мы приводим данные по количеству осадков на полярной станции Русская Гавань. Одновременно экспедиция проводила наблюдения в Бухте Володькиной и полученные там результаты легли в основу расчетов снегонакопления в течение гляциологического года (см. гл. V).

когда выпадает не меньше 0,1 мм осадков, на всех прибрежных станциях превышает 100 дней в году (в Русской Гавани — 139, на Мысе Желания — 102). Число дней с дождем в Русской Гавани по многолетним данным составляет 60. В 1958 г., исключительно холодном, здесь было 162 дня со снегом и 62 с дождем. На леднике количество дней с дождем не превышало 30—35, а число дней со снегом возросло до 180 на Барьере Сомнений и 190 на Ледораздельной. Можно предположить, что в многолетнем выводе в центре щита бывает 160—170 дней со снегом, да еще примерно 60—70 дней, когда снег отмечается как явление, но в осадкомере собираются лишь «следы» осадков. Число дней с дождем, вероятно, не очень резко колеблется из года в год, хотя, в многолетнем выводе, оно скорее всего лишь меньше 30 дней для центральной части покрова и лишь на несколько дней больше для области абляции. Однако, как мы видели, всего несколько дней с довольно интенсивными жидкими осадками могут вызвать там бурную абляцию, что и бывает чаще всего в июле, а иногда и в августе.

На Новой Земле устойчивый снежный покров наблюдается в течение 240 дней в районе Малых Кармакул, 250 дней на Мысе Выходном, 280 дней на Мысе Желания. Вероятно, в районе залива Благополучия эта цифра становится максимальной. В среднем покров устанавливается в октябре — на севере острова в начале месяца, на юге — в конце. Сходит он во второй половине июня на юге и в первой половине июля на севере. Однако нередко покров держится гораздо дольше: в районе Русской Гавани — иногда с сентября по июль, а в отдельные годы (например, в 1954, 1955, 1958 гг.) не было ни одного месяца, когда не наблюдался бы снежный покров.

ВЕТРЫ

Направление ветров. В результате многолетних наблюдений за ветром на Новой Земле, как и во многих других районах Арктики и Антарктики, выяснилось, что местные условия рельефа поверхности, направление и конфигурация берегов, резкий перепад высот приводит к изменению направления воздушного потока, обусловленного общециркуляционными причинами. Из-за местных орографических особенностей происходит также усиление ветров определенных направлений, не являющихся преобладающими в общей циркуляции (рис. 12). О роли местных условий в режиме ветров арктических станций имеются подробные исследования В. М. Шапаева [223, 225], где немалое место уделено Новой Земле. Путем сравнения направлений ветра по наблюдениям станций, где имеются местные его искажения, с направлениями ветра, не искаженными местными причинами (по заведомо репрезентативным пунктам), получают так называемый «коэффициент репрезентативности». Станция считается репрезентативной, если этот коэффициент составляет 84—100%. Все новоземельские станции оказываются нерепрезентативными в отношении режима ветров, коэффициент на них, как правило, не превышает 60—70%.

Нет необходимости рассматривать подробно наблюдения каждой новоземельской станции, тем более, что за исключением Русской Гавани и залива Благополучия они не характеризуют области покровного оледенения. Для иллюстрации можно привести розы ветров для ряда станций за год (рис. 13), а также сезонные розы ветров для двух станций — Русской Гавани и залива Благополучия (рис. 14). Эти розы ветров составлены по 8 румбам. Однако в дальнейшем, при характеристике режима ветров побережья и ледникового щита в районе Русской Гавани расчеты сделаны по 16 румбам, так как благодаря местным условиям особое значение приобретают здесь юго-юго-восточные, западно-северо-западные и северо-северо-западные ветры, не отраженные на розах по 8 румбам.

Зимой в районе Новой Земли в соответствии с расположением барических полей должен преобладать южный и юго-западный воздушный поток. Весной здесь должен наблюдаться северо-восточный и северный поток, летом —

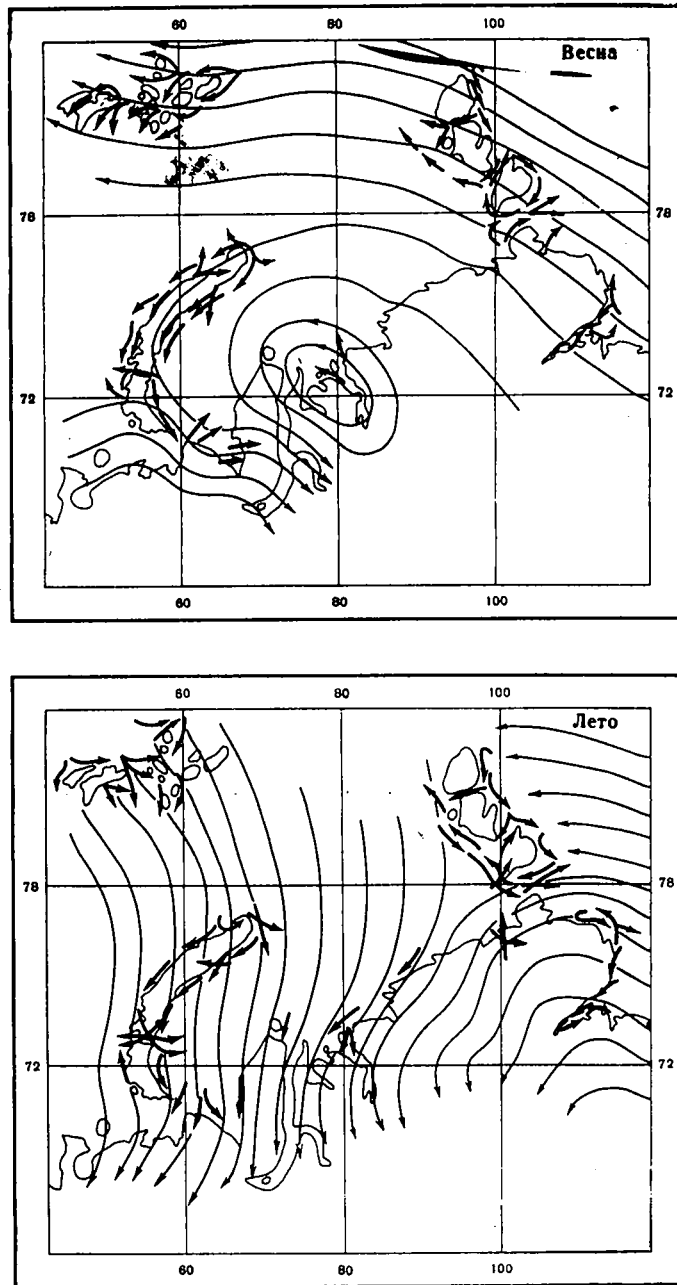
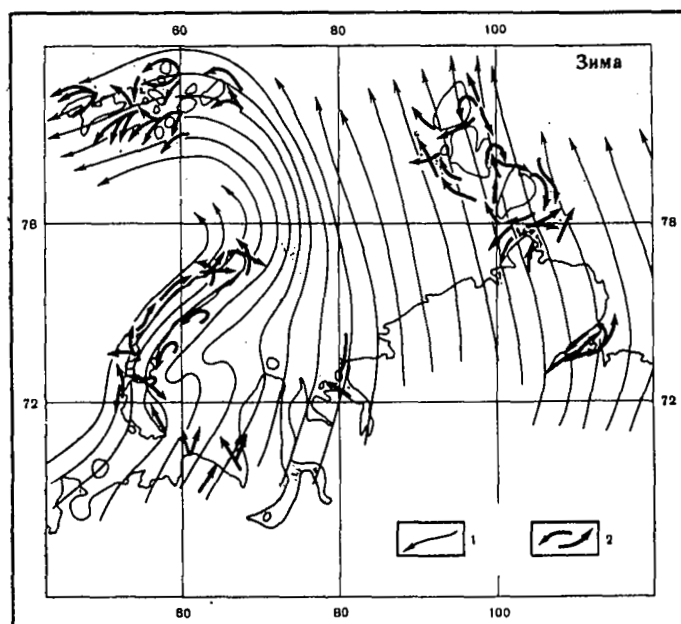
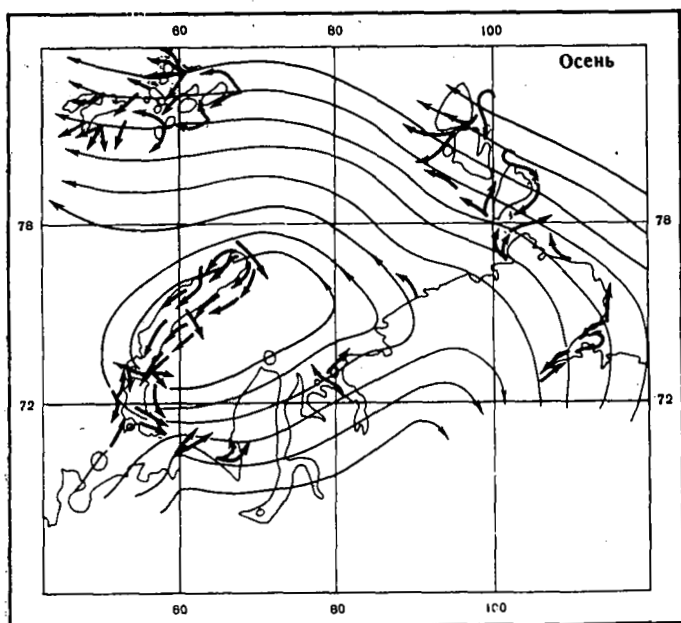


Рис. 12. Схема линий токов в районе островов и материкового
1 — невозмущенные линии тока;

ветры того же направления, осенью — северо-восточный поток. Однако на самом деле ветры на Новой Земле имеют иные направления (см. рис. 12). Искажение воздушных потоков происходит здесь и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях. В Русской Гавани в течение всего года преобладают ветры западных и южных румбов, в Заливе Благополучия — восточные и северные. При этом в Русской Гавани является борой южный ветер; а в заливе Благополучия — северный. В. Ю. Визе [24] показал, что бора — это не местный ветер. Она вызвана общим движением воздуха на обширном



побережья советских арктических морей по сезонам (по В. М. Шапаеву)

2 — линии тока, искаженные рельефом местности

пространстве, в частности появлением к западу от Новой Земли области пониженного давления, а к востоку — повышенного. В этом случае, а также при прохождении через горные области Новой Земли холодных фронтов, резко возрастают барические градиенты, на подветренной стороне горных хребтов образуется вихрь с горизонтальной осью, ветер принимает направление, перпендикулярное к линии берега, становится порывистым и резким, приобретает огромную скорость, нередко становящуюся ураганной. Бора в Русской Гавани имеет южное, юго-юго-восточное и юго-восточное направле-

ния; в Малых Кармакулах — восточное и юго-восточное; на Мысе Столбовом — восточное; на Мысе Выходном и в Заливе Благополучия — северо-западное и северное. На Мысе Желания боры по условиям рельефа не бывает.

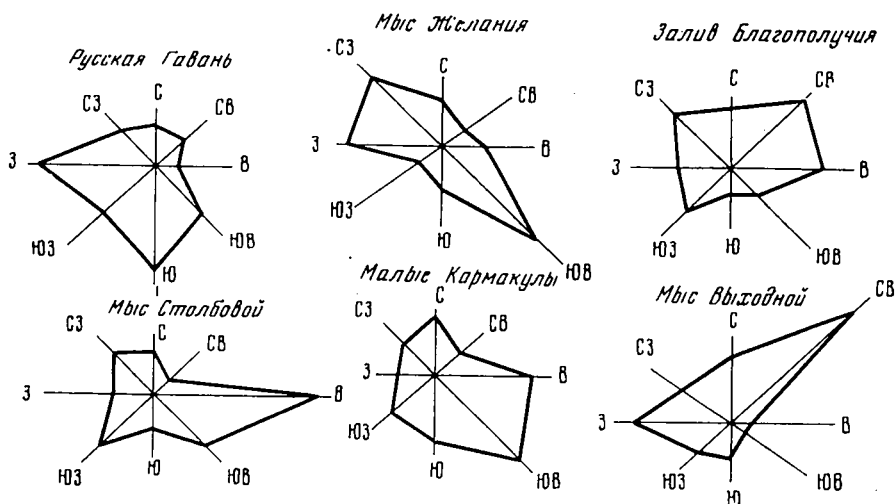


Рис. 13. Повторяемость ветров различных направлений в среднем за год для станций Новой Земли (многолетние данные в %)

Можно предполагать, что на определенной высоте, на некотором удалении от берега, в условиях относительно спокойного рельефа наблюдается какое-то «генеральное» направление ветра, не искаженного местными условиями. Поэтому следует сравнить розы ветров в Русской Гавани, на Барьере Сомнений и Ледораздельной (рис. 15). Роза ветров для Русской Гавани

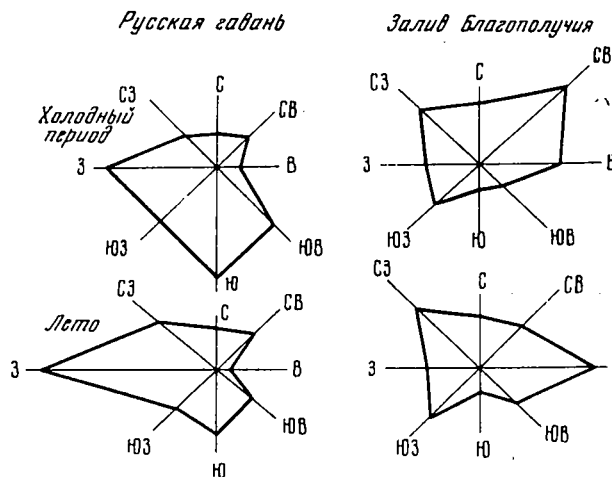


Рис. 14. Повторяемость ветров различных направлений по сезонам для двух станций западного и восточного берегов Новой Земли (многолетние данные в %)

за 1958 г. почти совпадает с розой ветров за многолетний период, что позволяет считать условия 1958 г. типичными для этого района. Это особенно важно для распространения данных одногодичных наблюдений на леднике на многолетний период. В зимнее время на побережье преобладали южные и юго-восточные ветры при небольшом проценте западных. Весной и летом, как и всегда, господствовали западные ветры, южные (боры) бывали редко.

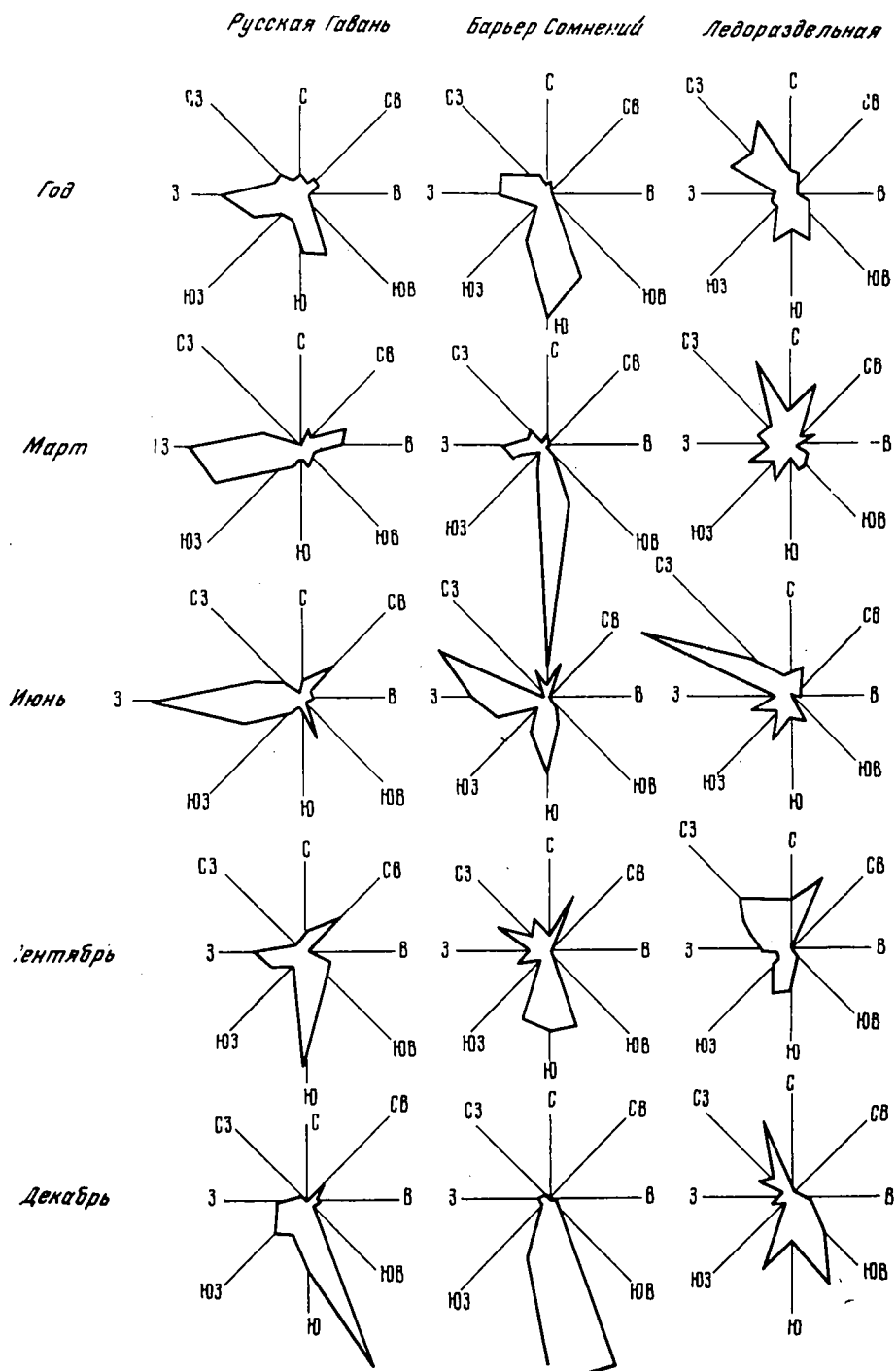


Рис. 15. Повторяемость ветров различных направлений за год и по месяцам 1958 г. на побережье и леднике в районе Русской Гавани

Осенью начиналось усиление южных ветров, но и западных было немало. На Барьере Сомнений в течение всего года резко преобладало южное направление. Повторяемость ветров направления боры в ряде месяцев достигала здесь 50—70% и даже превышала 80%. Розы ветров на Барьере Сомнений имеют характерную вытянутость от центра на юг и юго-восток с мало заметными отклонениями к другим румбам. Совершенно иная картина наблюдается на Ледораздельной. Здесь в течение почти всех месяцев отмечается подавляющее преобладание западно-северо-западных, северо-западных и северо-северо-западных ветров, хотя в отдельные месяцы, особенно зимой, здесь, как и на двух других станциях, заметно увеличивается повторяемость ветров южных румбов. Поэтому роза ветров на Ледораздельной имеет изрезанные очертания, но в годовом выводе все равно преобладают ветры северо-западных румбов.

Рассмотрев особенности распределения ветров по направлениям, можно предположить, что Ледораздельная является именно такой станцией, где искажение воздушного потока не столь велико, как на прибрежных станциях. Мы видим, что здесь, в центральной части новоземельского ледникового покрова, в зимнее время наблюдается южное направление ветра, а в остальные сезоны — ветры с северной составляющей, т. е. как раз те направления, которые должны были бы наблюдаться при отсутствии местных орографических искажений. Вероятно, в свободной атмосфере над Русской Гаванью на высоте 700—800 м (примерная высота Ледораздельной) должны преобладать аналогичные направления ветра. Таким образом, результаты наблюдений на Ледораздельной можно считать наиболее репрезентативными для Новой Земли в целом (поскольку все другие станции расположены на побережье) и распространить данные по повторяемости направлений ветра на этой станции на обширную область покровного оледенения.

Новоземельская бора. На Новой Земле нет типичной боры, т. е. штормового ветра, несущего резкое похолодание. Еще В. Ю. Визе [24] писал о том, что новоземельские штормы носят характер боры зимой и слабо выраженного фёна — летом. Следует добавить, что и зимой наблюдается фёновый эффект, но ввиду низкой температуры воздуха, пришедшего с ледникового щита, относительное потепление вследствие адиабатического нагревания остается незамеченным. Бора на Новой Земле может наблюдаться в любой час суток, в любой день и месяц года. Наиболее часто она бывает с ноября по март, реже всего — летом, в июле. Продолжительность ветра при этом колеблется от нескольких часов до нескольких суток подряд, иногда с кратковременным ослаблением или даже с резким изменением направления. Летом бора редко длится больше суток, зимой же, как правило, продолжается 2—3 суток. Бывают случаи, когда непрерывная бора длилась 6—8 и 10 суток. Для Русской Гавани по многолетним данным сделан подсчет числа часов, в которые наблюдалась бора; использованы 286 случаев с юго-юго-западным, южным, юго-юго-восточным, юго-восточным и восточно-юго-восточным ветрами со скоростью 15 м/сек и более и продолжительностью не менее суток за период с 1932 по 1959 г. Оказалось, что в Русской Гавани бора дует примерно в течение 10% всего времени (800—900 час из 8760 час в году). Зимой нередко больше половины каждого месяца составляют дни с почти непрерывной борой.

Очень важен вопрос о зоне распространения боры. Ясно, что на побережье, как западном, так и восточном, она развита почти повсеместно. Теперь, после работ экспедиции Института географии, можно говорить о зоне зарождения и максимального ее развития. В нижней зоне ледникового покрова, на Барьере Сомнений, бора почти всегда начиналась на несколько часов раньше, чем на берегу, а заканчивалась на несколько часов позже. В 1958 г. она продолжалась здесь в течение 14% всего годового времени. Зимой во время боры температура над ледником Шокальского держалась обычно ниже -20° , а летом она была положительной, иногда достигая $4-6^{\circ}$. В районе Ледораздельной случаев сильного южного ветра, переходящего на побережье в бору,

очень мало. В 1958 г. их было здесь всего 6 (в Русской Гавани и на Барьере Сомнений — по 22), причем лишь однажды ветер длился более двух суток; обычно же он продолжается всего несколько часов. За год сильный южный ветер дул здесь менее 2% времени (140 час). Правда, в центре щита он сопровождался особенно низкой температурой, нередко около -30° , что делало погоду чрезвычайно жестокой. На Ледораздельной такой ветер начинался значительно позже и кончался раньше, чем в нижней зоне. Сила ветра и число случаев южного ветра быстро увеличивались по мере спуска с ледораздела на север, к морю. Уже в нескольких километрах от Ледораздельной неоднократно отмечалась бора, тогда как на самой станции дул слабый ветер или даже было затишье. В 10 км севернее ледораздела, у подножия Барьера Яблонского, во время маршрутных исследований, проводившихся сотрудниками экспедиции, часто наблюдались случаи настоящей боры.

Таким образом, бора зарождается на склоне близ центральной части щита, но становится особенно мощной и часто повторяющейся в нижней зоне ледника и на побережье, между Барьером Сомнений и Русской Гаванью. К сожалению, из-за отсутствия одновременных наблюдений на карском берегу мы не можем говорить о развитии боры на восточном склоне щита. Сравнение метеорологических данных ряда станций Новой Земли (мыс Желания, Русская Гавань, Малые Кармакулы и мыс Столбовой) за 1958 г. показывает, что бора, наблюдавшаяся в Русской Гавани, почти всегда отмечалась и на других станциях. На мысе Желания в такие моменты дул бурный ветер южного (преобладающего там) направления. Это еще раз подтверждает не местные, а общединамические причины образования боры на Новой Земле.

По ряду внешних признаков бора напоминает стоковые ветры Антарктиды, дующие из центральных районов материка, с больших высот вниз по уклону. И те, и другие обнаруживают на побережье фёновый эффект, развивают большие скорости и переносят огромные массы снега из внутренних областей к побережью. Однако причины возникновения стоковых ветров и боры различны. Антарктический сток образуется по термическим причинам — ввиду сильного охлаждения воздуха над материковым ледниковым щитом, с последующим его движением под действием силы тяжести вниз по склону щита. Направление и сила потока полностью определяются местными орографическими условиями [199]. В силу термических причин своего образования стоковые ветры имеют хорошо выраженный суточный ход, с максимумом зимой и ночью. Новоземельская бора формируется в результате определенного распределения давления и циркуляции воздуха над обширной акваторией Северной Атлантики и лишь становится более резко выраженной и мощной при движении от внутриостровных областей к побережью. Никакого суточного хода она не имеет. Антарктические стоковые ветры приобретают максимальную силу на побережье и тут же, в нескольких километрах от берега, на морском припае окончательно затухают [168]. На Новой Земле бора отмечается на значительно большем расстоянии от берега. В. Ю. Визе говорит, что она наблюдалась на расстоянии 20—40 км от берега (по данным Ф. П. Литке и Г. Я. Седова). По В. М. Шапаеву [223], радиус действия боры в сторону моря не превышает 25 км. Нам приходилось видеть, что бора в Русской Гавани отрывала припай и уносила лед на 40—50 км от берега. Таким образом, она распространяется в море гораздо дальше чем стоковый ветер в Антарктиде, несмотря на несравнимо меньшие размеры Новой Земли и ее оледенения. По результатам исследований Т. Н. Кладо [223], вертикальная мощность боры колеблется в пределах 600—800 м. Это совпадает с наблюдениями экспедиции М. М. Ермолаева. Шары-пилоты, запущенные в 1932—1933 гг., преодолевали толщу воздуха во время боры и на высоте около 1 км резко меняли направление полета, попадая уже в иной воздушный поток [64]. Однако сказанное выше не исключает наличия типичного стока на Новой Земле. В Русской Гавани преобладают сменяющие друг друга ветры западных и южных румбов. В дни с антициклональной погодой на побережье и в центре щита нередко бывает затишье (особенно в Русской Гавани)

или слабые ветры с северной составляющей (особенно на Ледораздельной). В то же самое время на Барьере Сомнений иногда по нескольку дней подряд с равномерной скоростью дуют слабые ветры южных румбов, они не переходят в бору и обычно сменяются западным ветром. Такие дни на Барьере Сомнений отмечаются ежемесячно. Это и определяет здесь наиболее высокую повторяемость южных ветров. Мы считаем такие ветры стоковыми и обусловленными медленным скатыванием холодного приледного слоя воздуха вниз, что усугубляется наличием на ледниковом щите крупных и четко выраженных возвышенностей — Барьера Яблонского и Барьера Сомнений, у подножия которых сток особенно заметен. Из-за относительно малых размеров новоземельского оледенения стоковые явления развиты здесь неизмеримо слабее, чем в Антарктиде, и стоковый ветер, нередко доходя в ослабленном виде до прибрежной полярной станции, здесь окончательно затухает.

Скорости ветров. Ветры на Новой Земле (не только бора) в связи с большой циклоничностью района очень сильны. Многолетнее среднее годовое значение скорости колеблется от 6,8 м/сек на Мысе Выходном до 8,5 м/сек в Малых Кармакулах (в Русской Гавани 7,2, на Мысе Желания 8,2 м/сек). Наибольшие скорости наблюдаются зимой (нередко среднемесячные величины превышают 10 м/сек), наименьшие — в июле (менее 4 м/сек). Распределение скоростей ветра по румбам на каждой станции имеет особенности, обусловленные местными орографическими условиями, а также временем года. Для полярных станций Арктики подсчет данных по ветру ведется по 8 румбам. Особенности распределения ветров в Русской Гавани требуют более дробных градаций. Поэтому мы сделали расчет средней многолетней скорости ветра по 16 румбам:

Румбы	С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ
Скорость ветра, м/сек	5,0	5,3	5,3	5,1	6,2	6,8	11,7	14,7

Румбы	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
Скорость ветра, м/сек	12,6	8,2	6,3	8,3	8,2	7,3	6,8	5,3

Как видим, даже осредненные величины скорости ветра, имеющего направления бора, достигают очень больших значений, близких понятию «бурный ветер» (15 м/сек). Ни на одной станции Арктики таких сильных ветров нет. В Малых Кармакулах средняя многолетняя скорость восточного ветра (здесь это бора) не превышает 14,2 м/сек. Велики также значения скорости наиболее частых в Русской Гавани ветров западных румбов — выше среднегодовой скорости (7,2 м/сек). В Заливе Благополучия преобладающий северо-восточный ветер — не самый сильный, а им становится северо-западный ветер — бора на восточном берегу острова. В то же время южные ветры здесь самые слабые. Как видим, наблюдается полное несовпадение ветрового режима на западном и восточном берегах в зоне максимального развития новоземельского оледенения.

Наблюдения 1958 г. показывают, что ежемесячные значения скорости и их годовой ход были близки к многолетним величинам. Это позволяет считать данные 1958 г. характерными для района Русской Гавани, несмотря на аномально низкие показатели скорости в марте и декабре, а величины ско-

рости на станциях Барьер Сомнений и Ледораздельной — типичными для ветрового режима ледникового щита (табл. 21).

Таблица 21

Средние скорости ветра (в м/сек) на трех станциях Новой Земли

Станции	Годы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
Русская Гавань	1932—1959	9,4	8,7	7,5	6,8	5,7	5,2	4,7	5,7	6,5	7,9	9,2	9,4	7,2
Русская Гавань	1958	9,4	8,0	2,8	7,7	6,0	6,3	5,3	6,5	6,0	8,5	9,0	6,4	6,8
Барьер Сомнений	1958	12,2	11,1	5,4	8,8	8,0	7,0	7,3	6,8	6,7	—	10,0	12,4	8,7
Ледораздельная	1958	9,2	6,3	6,1	9,0	8,1	8,6	7,4	9,9	7,0	—	7,0	5,2	7,6

Скорость ветра на леднике заметно возрастает по сравнению с побережьем. В зимние месяцы (октябрь — февраль), в результате преобладания ветров южных румбов (боры), средние скорости ветра на станции Русская Гавань и особенно на Барьере Сомнений превышают скорость ветра на Ледораздельной. Но с марта по сентябрь в центре ледникового покрова наблюдаются ветры большей силы, чем на двух других станциях, так как роль боры в этот период в нижних частях ослаблена, а на более высоких уровнях усиливается «генеральный» поток северо-западного и западно-северо-западного направлений. Как и следовало ожидать, ветры северо-западных румбов в этот период являются наиболее сильными, причем не только на Ледораздельной, но нередко и на двух других станциях, где зимой наибольшую скорость имеют южные ветры.

При определении направления ветра обычно больших трудностей не возникает, но фиксировать скорость значительно труднее. Мешают темнота полярной ночи (на ледниковых станциях флюгеры были освещены крайне плохо), метели, порывистый характер ветра, отсутствие приборов, позволяющих определять ураганные скорости. Однако наибольшую трудность, пожалуй, представляет точное определение отсутствия ветра — затишья. При первом взгляде на среднюю годовую скорость ветра в Русской Гавани остается впечатление, что она совсем не так велика (7,2 м/сек), как можно было бы ожидать, судя по частоте штормовых ветров этого района. По этому показателю Русская Гавань уступает не только большинству станций Новой Земли, но и ряду станций центральной и восточной Арктики. Главная причина этого — большая повторяемость штилей. В Русской Гавани число штилей (282 случая в год, т. е. 19% от всех сроков наблюдений, по многолетним данным) наибольшее в Арктике. Из новоземельских станций лишь на мысе Выходном бывает около 220 случаев штиля в году, а на остальных — всего от 100 до 150. В отдельные годы, особенно в марте — апреле, в Русской Гавани бывает до 30—40 штилей в месяц. Однако следует подчеркнуть, что в очень большой степени число штилей зависит не от объективных метеорологических условий, а от подготовки и добросовестности наблюдателя, так как нередко слабый ветер, не отклоняющий доску флюгера, определяется как «затишье». В 1958 г. в Русской Гавани работал опытный наблюдатель, и число зафиксированных им штилей составило всего 106, несмотря на то, что в некоторые месяцы были аномально слабые ветры. Мы, конечно, не можем сделать никаких поправок к уже имеющимся данным по числу штилей, но хотим отметить, что скорее всего их количество несколько завышено. Тем не менее затишье и слабый ветер весьма часты, особенно летом, когда невелика повторяемость циклонов. На леднике число штилей убывает с одновременным возрастанием скорости ветра, причем чем выше, тем их становится меньше. Вероятно, это объясняется тем, что ледниковые станции

(особенно Ледораздельная) расположены на открытых пространствах, а прибрежный район защищен горами и холмами (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Повторяемость штилей (в % числа случаев наблюдений)

Станции	Годы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
Русская Гавань	1932—1959	17	23	28	25	18	17	21	19	15	10	9	14	19
Русская Гавань	1958	5	12	17	3	5	5	6	4	7	2	1	21	7
Барьер Сомнений	1958	3	2	10	4	10	3	6	5	2	—	5	0	5
Ледораздельная	1958	5	4	2	1	2	1	0	0	0	—	0	2	2

Если учесть, что средняя годовая скорость ветра в Русской Гавани в 1958 г. оказалась ниже средней многолетней, то можно предположить, что средняя многолетняя скорость на Ледораздельной составит около 8,0 м/сек, а на Барьере Сомнений превысит 9,0 м/сек. Последнее значение—максимальное для Арктики.

Наглядное представление о распределении скоростей ветра по градациям на побережье на леднике дает табл. 23.

Т а б л и ц а 23

Повторяемость скоростей ветра по градациям в 1958 г. (в %)

Станции	Скорость ветра, м/сек				
	от 0 до 1	от 2 до 5	от 6 до 10	от 11 до 15	больше 15
Русская Гавань	20	33	25	12	10
Барьер Сомнений	10	28	34	12	16
Ледораздельная	4	33	44	12	7

Особый интерес представляют штормовые ветры (силой 15 м/сек и более). По числу дней с бурным ветром Новая Земля занимает одно из первых мест в Советской Арктике. По многолетним данным в Малых Кармакулах бурных дней в году 121, в Русской Гавани — 119, в Заливе Благополучия — 92. Сочетание продолжительных бурных ветров с сильными морозами в области покровного оледенения приводит к особой «жестокости погоды». Почти в любой день и месяц года ветер в районе Русской Гавани, как, впрочем, и на большинстве других новоземельских станций, может достичь скорости 40 м/сек и более; лишь в июле пока не зарегистрировано скорости больше 35 м/сек. Подавляющее число дней с бурным ветром в районе Русской Гавани приходится на дни с южной борой. Бурный западный ветер бывает гораздо реже и, как правило, летом. Его скорость не превышает 20—24 м/сек. Во время боры сила ветра обычно превышает 20 м/сек, зимой очень часто она бывает больше 24—28 м/сек, а в ряде случаев достигает ураганных значений (из-за отсутствия соответствующих приборов максимальную силу ветра определить пока невозможно).

В 1932—1933 гг. экспедиция М. М. Ермолаева [66] определила скорость южного ветра в 60 м/сек. При таком ветре возможны серьезные разрушения и человеческие жертвы. Летом и осенью сила боры уменьшается, но нередко в бухте корабли вынуждены уходить в открытое море во избежание срыва с якорей.

Выше говорилось, что на Барьере Сомнений бора носит наиболее резко выраженный характер и продолжается дольше, чем на берегу. Ее сила также обычно несколько больше, чем на полярной станции (возможно, за счет большей открытости пространства ледника), но иногда ветер на побережье достигает громадных скоростей, не отмеченных на леднике. На Ледораздельной ветер лишь в исключительных случаях достигает скорости 20—24 м/сек. В 1958 г. на полярной станции было 114 дней с бурным ветром, из них 76 с борой и 38 с западным ветром. На Барьере Сомнений таких дней было больше 140 (из них более 100 с борой), на Ледораздельной — около 80 (из них лишь около 20 с борой и 60 с западными и северными ветрами). В зимнее время на побережье число дней с бурным ветром регулярно превышало 10 за каждый месяц, на Барьере Сомнений было больше 15, на Ледораздельной, как правило, — меньше 10. Видимо, в многолетнем выводе число дней с бурным ветром (преимущественно борой) на Барьере Сомнений составляет около 150 (табл. 24).

Таблица 24

Число случаев очень сильного ветра в 1958 г.

Станции	Сила ветра, м/сек		
	больше 20	больше 24	больше 30
Русская Гавань	63	30	2
Барьер Сомнений . . .	97	57	19
Ледораздельная	20	14	0

В Русской Гавани и, вероятно, в других районах Новой Земли изредка наблюдаются огромной силы шквалы, налетающие на побережье с ледника и продолжающиеся всего 1—2 мин. Скорость шквала превышает иногда 40 м/сек, и бывает, что он приводит к разрушению построек на берегу. Предугадать шквал нельзя, перед ним и после него обычно бывает полное затишье.

Суточный ход скорости ветра на станциях Новой Земли, как и повсеместно в Арктике, не выражен. Какой-либо закономерности в суточном ходе направления ветра вообще не обнаруживается из-за преобладания циклонального режима. Весной и летом, особенно в солнечные дни, на побережье можно уловить наличие небольшого суточного хода, с наибольшей скоростью ветра днем и наименьшей — ночью, что соответствует суточному ходу температуры воздуха. Некоторые исследователи объясняют такой ход наличием конвекционных токов воздуха, усиливающих движение в приземном слое [121]. На леднике суточный ход особенно сглажен, потому что здесь нет такой конвекции, как на побережье, и, кроме того, резко выражена повторяемость южных ветров (боры и стока), нарушающих закономерность суточного хода.

Роль ветров в балансе массы ледника. Ветры западных и северных румбов, являющиеся господствующими в центральной части ледникового покрова, приносят основную массу осадков на побережье и ледник. При этом, будучи влажными, они часто откладывают тяжелый «сырой» снег, который довольно трудно поддается сдуванию и образует хорошую основу для дальнейшего снегонакопления. Частые снегопады в летнее время, естественно, задерживают и затрудняют абляцию. Таким образом, в целом роль морских ветров ясна — они в течение всего года способствуют нарастанию массы снега и льда. Вероятно, это типично для всей области покровного оледенения Северного острова Новой Земли, с той лишь разницей, что в других районах, в зависимости от конфигурации и направления берегов острова,

осадконесущие ветры могут иметь несколько иное направление в каждом пункте.

Совсем иное значение имеют ветры, дующие из центральных районов острова к побережью — бора. По теоретическим представлениям В. Ю. Визе [24] и данным метеорологических наблюдений (правда, с оговорками, касающимися трудностей определения облачности и осадков во время боры), вероятность выпадения осадков при боре невелика. Обычно ветер при боре — сухой, резкий, порывистый, холодный, и зимой, таким образом, он приводит не к увеличению осадконакопления на леднике, а к переотложению снега и его сносу с более высоких уровней к низким. В центральной части покрова бора имеет меньшую силу и снос снега происходит менее интенсивно, чем в области абляции. Чем ближе к берегу, тем переотложение снега становится большим, он сносится в море, откладывается в гигантских трещинах на концах ледников, накапливается в депрессиях и с подветренной стороны форм рельефа как на леднике, так и на побережье. В результате, к началу периода абляции часть ледника оказывается лишенной снега, а поскольку альбедо льда меньше, чем альбедо снега, то абляция на таких участках начинается раньше и протекает интенсивней, особенно если учесть его загрязненность. В летнее время бора в сочетании с ливневыми жидкими осадками также приводит к усилению абляции. Следовательно, в течение всего года бора на ледниковом щите сносит и переотлагает снег и, в конечном итоге, усиливает абляцию. Здесь дана лишь качественная оценка ветров различных румбов и их роли в развитии оледенения; в главе V будут даны подсчеты величин переноса и отложения снега на щите.

Бывают сезоны, когда снег почти полностью уносится с поверхности предгорных ледниковых щитов и выводных ледников (типа ледников Чаева и Шокальского), откладываясь лишь отдельными пятнами. Таким был сезон 1957/58 г. По-видимому, бывают годы, когда сезонный снег временами сметается борой с ледникового щита до самых верхних его участков, как это наблюдала экспедиция М. М. Ермолаева в 1932/33 г. Ниже 300 м над ур. моря это бывает довольно часто. Подобная картина наблюдается и в некоторых внутренних районах Антарктиды [61, 261]. В целом же накопление снега преобладает над его сносом.

НЕКОТОРЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ (АТМОСФЕРНЫЕ) ЯВЛЕНИЯ

Метели и поземки

Метели и поземки очень часты на Новой Земле. Лишь в июле и августе метели бывают не каждый год, а с ноября по март метели бывают примерно по 15 дней в каждом месяце. Чаще всего отмечается низовая метель при боре. Реже бывает метель с выпадением осадков, в основном при западных и северных ветрах, и еще реже — метель-выюга, когда невозможно определить, выпадают ли осадки.

В 1958 г. в Русской Гавани было 111 дней с метелью и 170 дней с поземкой и только в июле не наблюдалось этих явлений. С подъемом на ледник отмечается рост числа дней с метелями, на Барьере Сомнений их было около 175, на Ледораздельной — около 200. Подобные цифры характерны, пожалуй, лишь для Антарктиды. На острове Диксон, например, таких дней всего 118. Число дней с поземкой на леднике примерно такое же, как на берегу. Метели на леднике наблюдались круглый год. Их не было только в течение короткого периода таяния, когда снег исчезал полностью (в области абляции) или становился сырым и тяжелым (в области аккумуляции) настолько, что даже сильнейший ветер не мог его снести.

На щите при сильном ветре чаще всего наблюдается низовая метель без осадков. Метель с выпадением осадков бывает здесь примерно тогда же, когда и на побережье, при западных и северо-западных ветрах. Поскольку

на поверхности щита всегда много снега, здесь, по сравнению с нижней зоной, чаще бывают метели-вьюги.

На карской стороне число дней с метелями меньше, чем на баренцево-морской, что, очевидно, связано как с меньшим количеством осадков, так и с меньшими скоростями ветра. В Заливе Благополучия среднее многолетнее число дней с метелями в году составляет 63, в Русской Гавани — 99.

Туманы

Известно, что арктические туманы чаще всего повторяются не вблизи береговой линии, а на некотором расстоянии от берега, в окраинной зоне лаковых льдов. Малая ледовитость Баренцева моря является причиной того, что по числу дней с туманами прибрежные полярные станции Новой Земли резко уступают многим станциям Арктики. На мысе Желания 69 дней с туманами, на других станциях около 45, а в Русской Гавани всего 27 дней (для сравнения укажем, что на острове Генриетты их 130, на Вайгаче 109 и т. д.). Туманы образуются в результате адвекции теплого влажного воздуха с Баренцева моря, охлаждающегося над подстилающей поверхностью острова. Однако частые сильные ветры быстро разгоняют туман, и он держится очень недолго (чаще всего в пределах 1 час). Нам кажется, в зимнее время туманы здесь должны отмечаться чаще, но остаются незамеченными из-за темноты.

По многолетним данным, основное количество дней с туманами приходится на теплый период (в Русской Гавани — более 20 дней из 27), а в остальные месяцы туманы бывают даже не ежегодно. В 1958 г. в Русской Гавани за год наблюдалось всего 8 случаев тумана, из них 6 — в июне — августе и 2 — в октябре (здесь и далее имеются в виду туманы всех видов: сплошной, просвечивающий и ледяной). Каждый из них продолжался не более 1,5 час. За тот же год на Барьере Сомнений было 65, а на Ледораздельной — около 180 дней с туманами, причем в центральной части щита продолжительность тумана нередко достигала нескольких часов. Из-за темноты эти данные, вероятно, занижены. На Ледораздельной, в многолетнем выводе, по-видимому, бывает более 200 дней с туманами.

Следует обратить внимание на то, что туманы, наблюдаемые на леднике, являются по существу низкими облаками, отмечающимися в этот момент над побережьем. А. П. Гальцов [32] считает, что туманы бывают лишь на равнине, а в горах наблюдаются только облака. Это верно с физической точки зрения, так как туман на равнине отличается от облака тем, что для его образования не нужно восходящего движения воздуха. Тем не менее туман на леднике обладает всеми признаками, свойственными этому явлению: ледник окутан однотонной серой пеленой, воздух насыщен водяным паром, видимость падает до сотен и даже десятков метров, неба чаще всего не видно, а самое главное — невозможно различить никаких элементов строения облака. Для наблюдателя на леднике это — только туман.

На Ледораздельной часты просвечивающие туманы. Вполне возможно, что в ясные морозные дни такие туманы образуются только в непосредственной близости от домика станции, вследствие непрерывной топки печи углем в течение всего дня, что приводит к увеличению количества ядер конденсации в окружающем воздухе (так называемый туман сибирского типа). Иногда, при большой насыщенности воздуха мельчайшими ледяными кристалликами (ледяными иглами), на Ледораздельной образуется ледяной туман, столь свойственный внутренним областям Антарктиды.

Таким образом, если на берегу туманы редки и непродолжительны, то на леднике, особенно в его самых высоких участках, туманы, наряду с метелями, становятся частыми метеорологическими явлениями и резко снижают поступление суммарной солнечной радиации. Для внутренних районов Новой Земли также весьма характерна дымка, наблюдающаяся постоянно и резко ухудшающая видимость даже при затишье и в ясные дни.

Изморозь, гололед, иней

Постоянное насыщение и перенасыщение воздуха водяным паром на побережье Новой Земли, а особенно в глубине острова, приводит к интенсивному развитию процессов сублимации пара на предметах и на холодной поверхности ледника. В 1958 г. на Ледораздельной было более 120 дней с кристаллической изморозью на предметах, которая за 6 час увеличивалась на не-

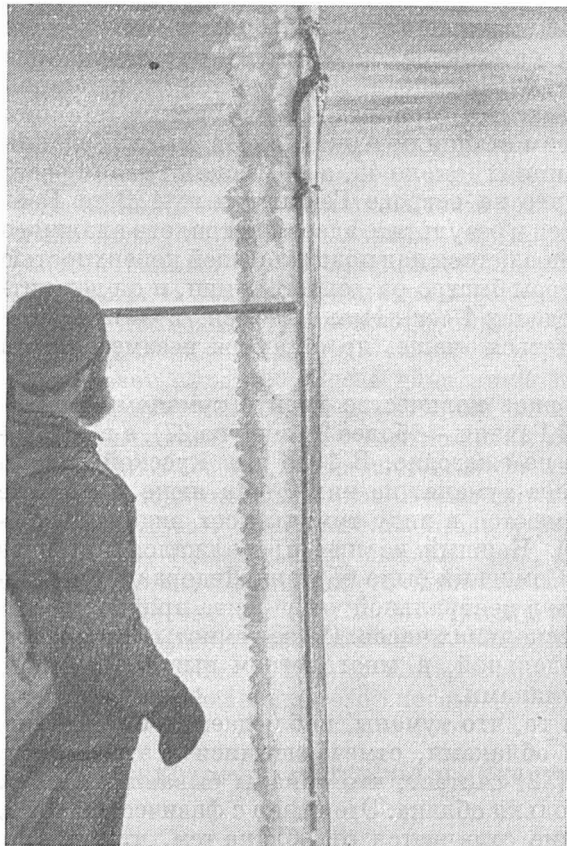


Рис. 16. Изморозь на вехе (фото О. П. Чижова)

сколько сантиметров, а за несколько недель (при морозной погоде и отсутствии сильных ветров) достигала толщины десятков сантиметров (рис. 16). При более высокой температуре, чаще всего при поступлении с моря влажного воздуха и установлении сырой пасмурной погоды, на предметах образуются зернистая изморозь и гололед, последний — при оттепели с моросью, которая затем замерзает. Наиболее часты эти явления в центре острова, на Барьере Сомнений они бывают гораздо реже, на побережье изморозь в 1958 г. была замечена всего пять раз. На поверхности ледника изморозь образуется реже (на бровках заструг и снежных барханов), и ее количество невелико [50]. Об этом же говорят данные экспедиции Института географии на Земле Франца-Иосифа [107].

В холодную ясную погоду без ветра, в результате сильного радиационного охлаждения на поверхности ледника наблюдается интенсивное образование кристаллов инея. Зимой 1958/59 г. на Ледораздельной было проведено специальное наблюдение за этим явлением и обнаружено, что на ровных поверхностях и на застругах за несколько часов вырастают веточки инея длиной до 0,5 см. Он покрывает значительные площади, но быстро сметается постоянными поземками и метелями и, как показывают расчеты [50], не играет заметной роли в приходе вещества на поверхность ледника. В нижней зоне иней наблюдался гораздо реже и нарастал медленнее, а на побережье его вообще не видели.

Из других атмосферных явлений нужно отметить грозы. Они бывают на Новой Земле далеко не каждый год (в Русской Гавани примерно три раза в 10 лет) ввиду слабого развития кучевой облачности и малой мощности приходящих с материка кучево-дождевых облаков. Грозы бывают в июне — августе, а за время работы экспедиции в 1957—1959 гг. их не было ни разу.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДОВ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ И ТАЯНИЯ

Для Арктики не существует общепринятого деления года на сезоны. В различных ее районах продолжительность сезонов заметно колеблется. Да и нет необходимости выделять по климатическим показателям времена года. Гораздо важнее посмотреть, как проявляются черты климата в разные периоды жизни ледника, иными словами, рассмотреть климатические особенности гляциологического, или бюджетного, года.

В сентябре на побережье Новой Земли еще наблюдается положительная температура воздуха, но на леднике уже повсеместно устанавливается отрицательная температура. Очень слабая абляция еще возможна в отдельные дни в нижних частях покрова (в южной его области), но она с избытком перекрывается начавшимся накоплением снега. Увеличивается повторяемость циклонов, а с ними поступают большие количества твердых осадков; усиливаются ветры и метели. В октябре наступает полярная ночь, к ноябрю на Новой Земле устанавливается зимний режим погоды. В центральной части острова идет накопление и переотложение сезонного снега, а в нижних частях, наряду с накоплением и переотложением, наблюдается сильный снос снега с ледника под воздействием боры, господствующей здесь с ноября по март. Зимой на щите преобладает умеренно низкая температура, оттепели бывают только на побережье. К тому же они не могут привести к абляции из-за кратковременности и невысокой температуры. В феврале начинает появляться солнце, уменьшается облачность, что приводит к сильному выхолаживанию ледникового покрова, особенно в марте. Циклонов приходит меньше, убывает количество осадков, слабеют ветры и метели, на поверхности щита формируются иней и изморозь. В этот период на Новой Земле преобладает антициклональная погода. В апреле и мае заметно повышается температура воздуха, полностью нарушается зимнее расположение барических полей, под действием все усиливающейся прямой солнечной радиации может начаться очень незначительное таяние на леднике, при отрицательной температуре. В июне на всем побережье Новой Земли устанавливается положительная температура, но ледниковый покров продолжает оставаться под воздействием отрицательной температуры. Интенсивность снегонакопления обычно невелика, но нередко мокрые снегопады, что затрудняет последующую абляцию и препятствует метелевому переносу. Так заканчивается первый из двух гляциологических сезонов — период аккумуляции на ледниковом щите.

Обычно в конце июня на щите начинается абляция. При благоприятных условиях она продолжается в течение июля и августа, заканчиваясь в начале сентября (особенно в южных участках покрова). Относительно высокая температура воздуха и прямая солнечная радиация обуславливают значительную величину таяния в области абляции. В центральной части покрова продолжительность периода абляции невелика, не более 2—3 недель (на юге — 3—4 недели), но ее интенсивность довольно высока. В отдельные, особо благоприятные годы в июле — августе может стаять весь слой сезонного снега даже в самых высоких участках щита, как это было в 1959 г. В этот период часто выпадают твердые осадки, затрудняющие абляцию, но в целом преобладают слабые жидкие осадки. В области аккумуляции они являются частью прихода вещества, так как сток здесь мал, а в области абляции — способствуют таянию. Максимальное таяние на леднике обусловлено сочетанием положительной температуры, солнечной радиации и сильного ветра с дождем. К началу августа абляция в центре ледникового щита заканчивается, но в нижних частях покрова она продолжается весь месяц (за исключением особенно неблагоприятных лет, подобных 1958 г., когда таяние прекратилось уже 1 августа). В сентябре повсеместно начинается очередной период аккумуляции.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Вопрос об изменениях климата Арктики, в частности о ее потеплении, рассматривался многими советскими и зарубежными исследователями. Об этом писал В. Ю. Визе, подробный анализ изменений температуры был дан Е. С. Рубинштейн [155], об изменениях климата в связи с колебаниями солнеч-

ной активности говорил М. С. Эйгенсон [233]. В работах Г. Я. Вангенгейма и А. А. Гирса большое внимание уделяется вопросу сезонных и годовых колебаний основных форм атмосферной циркуляции в различные эпохи. Существует также ряд работ, посвященных проблеме районирования ледников по климатическим признакам [227, 238]. Кроме того, у Х. Альмана имеется сводка [239], в которой рассматривается проблема колебаний климата и изменений ледников. В последние годы все большее внимание стали обращать на связь основных форм циркуляции с развитием ледников [12, 17, 105]. Последняя работа тем более интересна, что в ней много места уделяется развитию ледников атлантико-европейской провинции, куда входит и Новая Земля, в различные циркуляционные эпохи.

Для выяснения основных тенденций изменения климата Новой Земли мы использовали метод построения скользящих пятилетних средних данных, в первую очередь температуры воздуха за последние десятилетия (рис. 17). Сравнение показывает, что ход кривых примерно одинаков для всех станций острова. Температура воздуха колебалась около средних величин, то есть направленного изменения не было. Ход кривых среднегодовых и зимних значений температуры почти одинаков, линии зимней температуры имеют довольно резкие очертания, амплитуда температурных колебаний в отдельные месяцы весьма велика (7—8° в Русской Гавани). Кривые

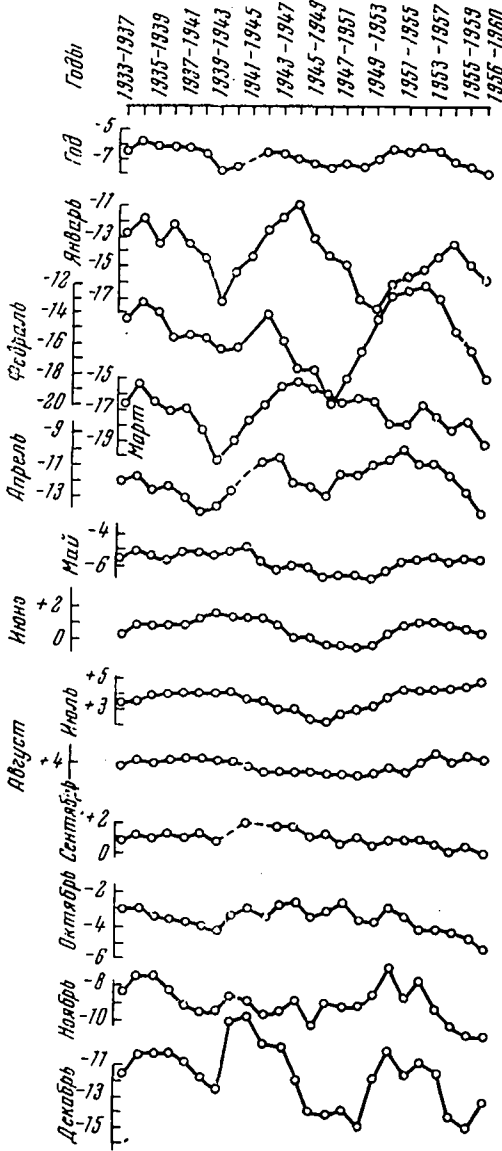


Рис. 17. Скользящие пятилетние средние значения температуры воздуха в Русской Гавани

летней температуры имеют гораздо более плавные очертания; в августе, например, амплитуда меньше 2°. То же самое характерно и для среднегодовой кривой, несмотря на ее «зимний» облик в целом.

Можно уловить довольно хорошо выраженную цикличность хода значений температуры по этим кривым. Период между двумя наивысшими или наинизшими значениями составляет 8—12 лет, особенно ясно это видно на

кривых зимней температуры. Ход летней температуры воздуха, помимо меньшей амплитуды отклонений, отличается большей продолжительностью цикла. Поэтому изменение летней температуры в одни периоды бывает противоположно изменению зимней, в другие — того же направления, то есть, выделяются периоды с усилением и ослаблением континентальности климата.

Несмотря на отсутствие метеорологических данных для Новой Земли, основанных на более или менее продолжительных наблюдениях, можно все же утверждать, что в XIX в. климатические условия были гораздо суровее, чем в XX в. (особенно после 1920 г.). Об этом свидетельствует значительно большая ледовитость Баренцева моря, отмечавшаяся многими мореплавателями, а также сравнительные данные о температуре воздуха за 30-е годы XIX и XX вв. в западном устье Маточкина Шара (примерно в районе нынешней полярной станции мыс Столбовой). К. М. Бар [192] сделал подсчеты температуры воздуха для этого пункта по данным экспедиций П. К. Пахтусова и А. К. Цивольки. В табл. 25 приведены некоторые сведения о температуре в западном устье Маточкина Шара.

Таблица 25

Средняя температура воздуха (в °C) в западном устье Маточкина Шара по расчетам К. М. Бара и наблюдениям 1935—1959 гг.

Годы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
1834—1835	—15,4	—22,1	—15,3	—13,2	—6,8	1,4	4,4	5,0	—0,5	—5,4	—12,9	—19,7	—8,4
1935—1959	—11,3	—13,2	—14,3	—9,3	—4,0	1,7	5,7	6,2	3,3	—1,3	—6,1	—9,8	—4,4
Относительное потепление	4,1	8,9	1,0	3,9	2,8	0,3	1,3	1,2	3,8	4,1	6,8	9,9	4,0

Как видим, климат в 30-е годы XIX в. был очень суровым. Разумеется, эти годы могли быть аномально холодными, однако за период с 1935 г. по 1959 г. средняя годовая температура воздуха на мысе Столбовом лишь однажды (в 1933 г.) опустилась до $-6,8^{\circ}$ (против $-8,4^{\circ}$ в 1834 г.). Суровость климата в 30-е годы XIX в. подтверждает также тот факт, что в районе Маточкина Шара многие заливы в течение всего лета находились подо льдом, чего сейчас не бывает даже в самых северных участках западного берега.

В конце XIX — начале XX в. на Новой Земле наблюдалась низкая температура воздуха как зимой, так и летом, а также высокая степень ледовитости Баренцева моря. Об этом свидетельствуют непосредственные наблюдения в Малых Кармакулах, а также результаты исследований экспедиции Г. Я. Седова в бухте Фоки в 1912—1913 гг., обработанные и приведенные к

Таблица 26

Сравнение средних многолетних значений температуры воздуха (в °C) в бухте Фоки и Русской Гавани до и после потепления Арктики

Годы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
1896—1915	—21,6	—19,4	—17,9	—14,8	—8,2	—1,5	3,3	2,5	—2,3	—7,6	—15,0	—19,4	—10,1
1932—1959	—14,3	—15,3	—16,9	—12,1	—5,7	0,5	3,7	3,9	1,0	—3,7	—9,3	—12,7	—6,7
Относительное потепление	7,3	4,1	1,0	2,7	2,5	2,0	0,4	1,4	3,3	3,9	5,7	6,7	3,4

периоду 1896—1915 гг. В. Ю. Визе [25]. Затем началось потепление Арктики и в первую очередь повышение зимней температуры, особенно сильно сказавшееся в районе Новой Земли к середине 30-х годов. Об этом потеплении убедительно говорят данные табл. 26. Как видно из таблицы, произошло повышение температуры всех месяцев года, резко потеплело зимой; летняя температура изменилась мало, хотя и это небольшое повышение должно было обязательно сказаться на усилении абляции ледников. В то же время повышение зимней температуры должно сопровождаться увеличением влажности воздуха и количества осадков, что благоприятствует оледенению.

После периода заметного потепления последовало несколько циклов попеременного понижения и повышения температуры воздуха, причем к середине 50-х годов она стала примерно такой же, как в 1935—1939 гг. (при более теп-

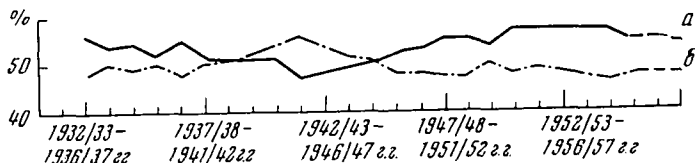


Рис. 18. Колебания повторяемости ветров западных и южных румбов в Русской Гавани в зимний сезон (сентябрь — май)

Кривые построены по сглаженным пятилетиям: а — средний процент повторяемости ветров южных румбов; б — средний процент повторяемости ветров западных румбов

лом лето). В последние годы появилась тенденция к понижению средней годовой температуры, а также температуры всех месяцев, за исключением июля и, в меньшей степени, декабря. Непрекращающееся потепление заметно лишь на июльской кривой. В конце 50-х — начале 60-х годов наблюдаются наивысшие значения температуры летних месяцев и наинизшие — зимних, т. е. происходит явное усиление континентальности климата. Правда, это имеет лишь относительное значение, так как амплитуда температуры остается весьма незначительной и климат Новой Земли ни в коей мере не утрачивает своих «морских» черт.

Изменения характера циркуляции атмосферы сказывались и на изменении повторяемости ветров различных румбов в сезон аккумуляции, с сентября по май (рис. 18). В начале и в конце рассматриваемого периода (1932—1958 гг.) в районе Русской Гавани преобладали ветры южных направлений (бора), в конце 30-х — начале 40-х годов заметно возросла повторяемость западных осадконесущих ветров (во все остальные годы преобладали южные ветры). Кроме того, как видно из рис. 18, с начала 40-х до начала 50-х годов была заметно понижена летняя температура воздуха. Отсюда был сделан вывод [51] о том, что с конца 30-х до начала 50-х годов таяние ледникового покрова было замедлено, а накопление снега увеличилось. Именно в такие периоды должно происходить накопление фирна в центральной части новоземельского щита. При этом следует учитывать, что если на побережье преобладают западные ветры, то в центре острова, как мы могли убедиться, они должны были наблюдаться с еще большей повторяемостью, что еще резче увеличивало снегонакопление на щите.

Таковы фактические данные о колебаниях климата. Теперь можно рассмотреть их связь с развитием трех основных форм атмосферной циркуляции. Г. Я. Вангенгейм [19] выделил несколько эпох с преобладанием того или иного типа циркуляции, А. А. Гирс [35] развил эту схему. Для атлантического сектора она выглядит следующим образом:

Эпохи 1891—1899 гг. 1900—1928 гг. 1929—1939 гг. 1940—1948 гг. 1949—1961 гг.

Аномально развитые формулы циркуляции

$W + C$

W

E

C

$E + C$

Итак, в конце прошлого и начале нынешнего столетия были развиты формы западной и меридиональной циркуляции. В периоды развития формы *W* из-за ослабления межширотного воздухообмена в Арктике идет сильное выхолаживание, наблюдаются отрицательные аномалии температуры и давления воздуха. Циклоны, идущие с запада на восток, приносят зимой твердые осадки. Летом поступление теплого воздуха с юга мало. Следовательно, в годы с преобладанием формы *W* климат в целом благоприятствует осадконакоплению на ледниках Новой Земли.

С 20-х годов начинает преобладать восточный тип циркуляции. Циклоны идут с юго-запада на северо-восток по исландско-карской ложбине, наблюдаются положительные аномалии температуры и отрицательные аномалии давления. Новая Земля, как правило, оказывается при этой форме к востоку от путей циклонов и к западу от центров антициклонов, в результате чего происходит интенсивный вынос сюда прогретых на юге воздушных масс. Количество поступающих твердых осадков достаточно велико, но в то же время значительно возрастает температура воздуха летом. Зимой она тоже повышена при форме *E*, но это не играет роли в усилении абляции. В этот период происходит потепление Арктики, резко увеличивается таяние ледников.

С 1939 г. резко возрастает повторяемость процессов меридиональной формы. Исландско-карская ложбина заполняется, наблюдаются отрицательные аномалии температуры и положительные аномалии давления. Над Баренцевым морем устанавливается очень холодная погода (в частности, летом), что обусловлено поступлением воздуха с севера, в тылу циклонов, огибающих антициклон и идущих на Европейскую территорию СССР. Количество осадков колеблется от года к году, и в такие периоды оно меньше, чем при двух других формах циркуляции. В целом в этот период климат благоприятствует развитию ледников — их отступление замедляется.

Наконец, в последнюю эпоху, продолжающуюся с 1949 г. до начала 60-х годов, происходит новое усиление интенсивности процессов формы *E*, вновь повышается температура воздуха. Это потепление не столь значительно, как в 30-е годы, из-за процессов формы *C*, играющих в последний период (1949—1961 гг.) заметную роль. Однако оно явно сказывается на отступании ледников баренцевоморского района. А. Н. Кренке [105] объясняет ускорение убывания этих ледниковых покровов в годы преобладания формы *E* тем, что некоторое увеличение аккумуляции при этом компенсируется ростом абляции. Точно так же, по его мнению, вековое потепление климата во всей Арктике за последние полстолетия привело к сокращению ледников, несмотря на увеличение количества осадков.

Такой подход к проблеме взаимоотношений климата и оледенения открывает дополнительные косвенные возможности для выявления тех периодов в жизни ледникового покрова, когда преобладало его увеличение или уменьшение. Используя каталог форм атмосферной циркуляции за 1891—1961 гг., а также материалы температурных наблюдений полярных станций Новой Земли (в первую очередь, Русской Гавани), мы сопоставили повторяемость формы *E* и данные по температуре июля и августа, т. е. тех месяцев, когда на шите может идти таяние. Для других месяцев года подобные сопоставления нет смысла делать, так как ни на одном участке покрова таяние не наблюдается в течение целого месяца, будь то июнь или сентябрь. Оказалось, что в подавляющем большинстве случаев средняя температура июля и августа превышала многолетнюю норму именно в периоды, когда было аномально большое число процессов формы *E*, т. е. шло потепление. В 1913, 1927, 1931, 1937, 1940, 1954, 1955, 1957, 1959 гг. июль и август протекали под знаком преобладания формы *E*. Можно предположить, что в годы, предшествовавшие открытию станции Русская Гавань (до 1932 г.), в такие месяцы должна была быть весьма высокая температура, абляция при этом должна быть особенно интенсивной и продолжительной. Это, как показал Х. Альман [238, 239], должно в первую очередь приводить к сокращению оледенения.

Небезынтересно заметить, что именно в 1931 г., накануне работ экспеди-

ции М. М. Ермолаева, абляция на новоземельском щите должна была быть особенно велика. В сочетании с сильнейшими южными ветрами зимой 1931/32 г. (а это вполне можно предположить, продолжив мысленно кривые рис. 18 влево) бурное летнее таяние могло привести к формированию «летнего» типа питания ледникового покрова [232], что и позволило М. М. Ермолаеву сделать тогда вывод об отсутствии регулярного фирнового питания щита. Летние наблюдения 1959 г. показывают, что аномально высокая температура двух месяцев (июля и августа), обусловленная преобладанием процессов формы *E*, может приводить к сильнейшей абляции. Если вспомнить, что при этой форме циркуляции чаще всего наблюдается бора, то станет ясно, что восточная форма атмосферной циркуляции безусловно способствует усилению летней абляции и сокращению оледенения на Новой Земле.

Таким образом, изучение повторяемости различных форм циркуляции помогает выяснить особенности оледенения. Хотя в вопросе о цикличности этих форм есть неясности, уже сейчас синоптики могут давать примерный прогноз предполагаемых процессов той или иной формы. Имеющийся каталог форм охватывает период от конца прошлого столетия до наших дней. Сопоставление повторяемости соответствующих форм циркуляции с метеорологическими данными (в первую очередь, с температурой и давлением воздуха, направлением ветра) и данными об аккумуляции и абляции на ледниках, получаемыми во время экспедиционных исследований, позволяет выделить отдельные эпохи с характерными типами питания ледника, уяснить общую тенденцию его развития и сделать примерный прогноз его режима на будущее.

Ледниковый покров Новой Земли расположен в области наименьшей континентальности климата Советской Арктики. Из-за интенсивной циклонической деятельности климат этого высокоширотного района имеет морские черты: довольно высокую зимнюю температуру и ее малые изменения от месяца к месяцу, небольшую годовую амплитуду температуры, большую относительную влажность воздуха, высокий балл облачности, значительные осадки. Ослабление циклоничности в восточном направлении и влияние холодного Карского моря определяют более низкие значения температуры зимних месяцев, меньшее влагосодержание воздуха и меньшее количество твердых осадков на карской стороне ледникового щита по сравнению с баренцевоморской. Количество осадков убывает также с юга на север, наиболее сухая — северо-восточная окраина Новой Земли.

Область самых низких значений температуры воздуха находится в северной части собственно ледникового щита. Вся область питания лежит в зоне отрицательных среднемесячных значений температуры воздуха. По сравнению с побережьем, свободным ото льда, на ледниковом покрове резко возрастает повторяемость туманов, метелей, осаджения изморози. Количество твердых осадков увеличивается на каждые 100 м высоты примерно на 60—70 мм. Практически все осадки выпадают в твердом виде.

Климат Новой Земли в XX веке, особенно после 20-х гг., был заметно мягче, чем в XIX веке. В последние десятилетия (между II МПГ и МГГ) изменения климата в каком-либо одном направлении не было, температура воздуха колебалась около средних величин. Выделяются несколько циклов (продолжительностью 8—12 лет) попеременного повышения и понижения температуры воздуха. При этом ход летней температуры отличается от хода зимней меньшей амплитудой колебаний и большей продолжительностью цикла. Поэтому чередуются периоды с относительным усилением и ослаблением континентальности климата. Флуктуации климата влияют на изменения некоторых характеристик оледенения, которые рассматриваются в главах XI и XII.

Глава IV

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ И ТЕПЛОВЫЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Актинометрические наблюдения на Новой Земле впервые были проведены лишь в 1937—1938 гг. на мысе Желания, которые затем возобновились там только в 1956 г. В 20-х и 30-х годах велись наблюдения прямой солнечной радиации обсерваторией Маточкин Шар. В период МГГ систематические наблюдения за элементами радиационного баланса проводились Новоземельской экспедицией Института географии на станциях Ледораздельная и Барьер Сомнений и нерегулярно — на Баренцевоморском побережье в районе станции Русская Гавань. Тепловой баланс поверхности до МГГ не изучался совсем. В период МГГ на обеих ледниковых станциях в сезон абляции были поставлены градиентные наблюдения, на основе которых был рассчитан турбулентный тепло- и влагообмен.

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ

Методика обработки материалов наблюдений

Методика производства наблюдений, а также их первичной обработки изложена в «Материалах гляциологических исследований» [55, 56]. Дальнейшая обработка для получения средних месячных характеристик и месячных сумм элементов радиационного баланса представляла серьезные затруднения. Они связаны с большим числом пропусков в наблюдениях из-за бурных ветров, метелей, осадков. При расчете суммарной (Q) и рассеянной (D) радиации прежде всего восстанавливались их значения в пропущенные сроки. Для этого была использована зависимость интенсивности суммарной и рассеянной радиации от высоты солнца при различной облачности и разном состоянии диска солнца.

Для каждой станции была построена серия кривых, выражающих эту зависимость. Пример таких графиков приведен на рис. 19 и 20. Наименьший разброс точек на кривых отмечается при безоблачном небе и облаках верхнего яруса. При полной облачности измеренные величины отклоняются от средних (для одной и той же высоты солнца) не более чем на $0,15 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

После этого рассчитывались суточные суммы радиации при допущении, что ход интенсивности радиации между сроками прямолинеен. Сумма значений радиации между соседними сроками вычислялась способом трапеций [237].

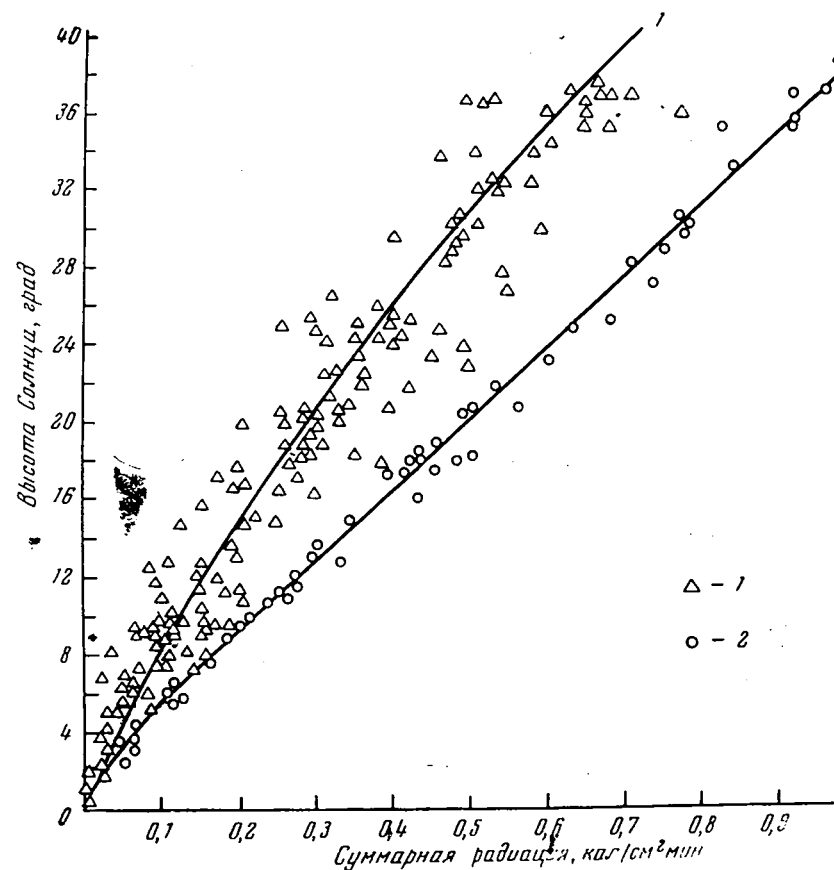


Рис. 19. Зависимость интенсивности суммарной радиации от высоты Солнца при различной облачности (станция Ледораздельная)

1 — при сплошной облачности; 2 — при открытом диске Солнца и отсутствии нижней облачности

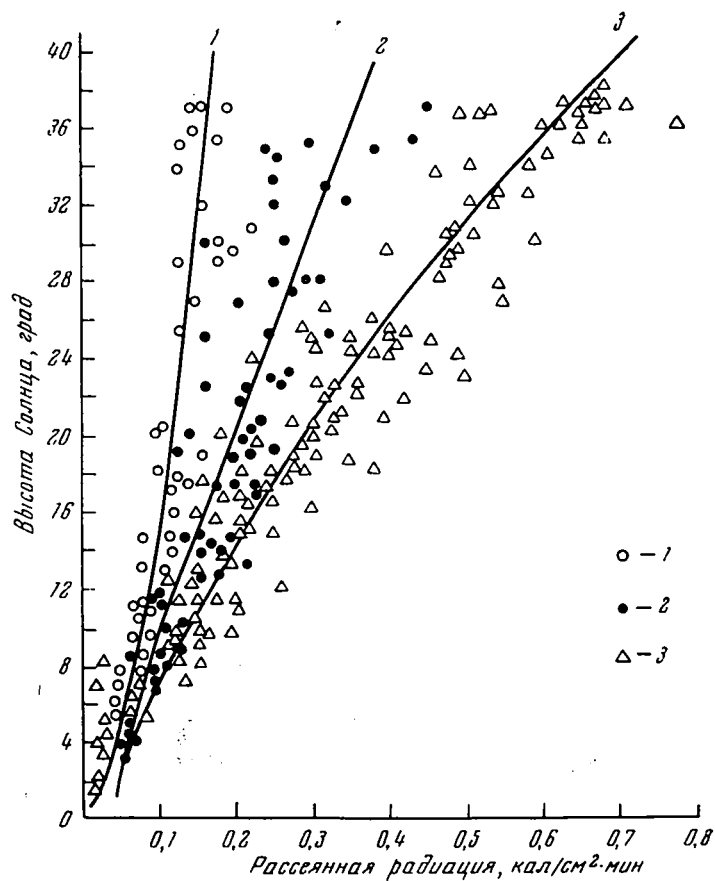


Рис. 20. Зависимость интенсивности рассеянной радиации от высоты Солнца при различной облачности (станция Ледораздельная)

1 — при безоблачном небе; 2 — при открытом диске Солнца; 3 — при сплошной облачности или тумане

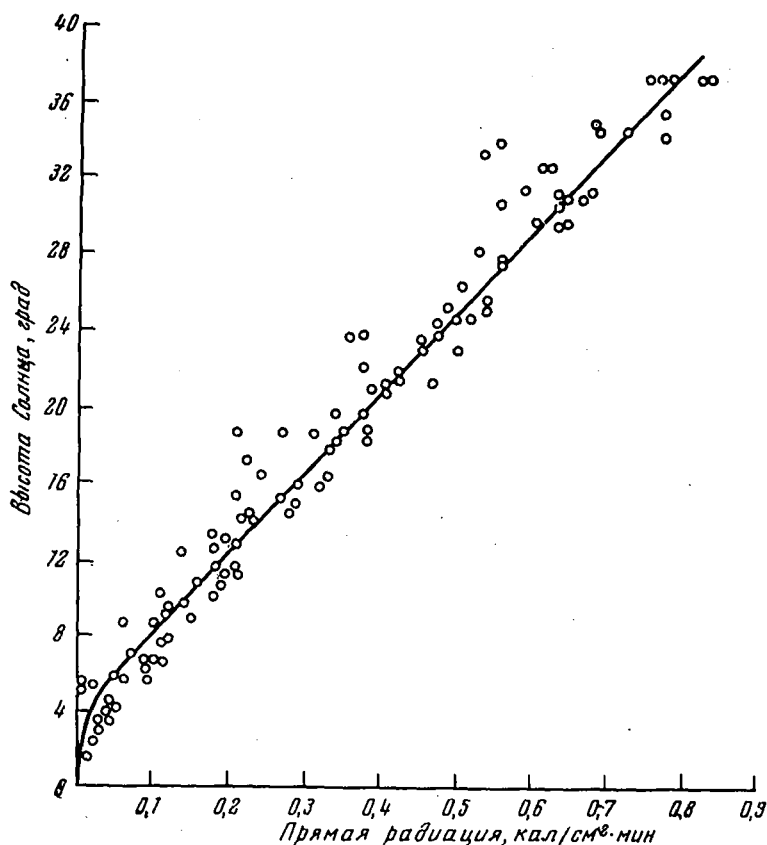


Рис. 21. Зависимость интенсивности прямой радиации от высоты Солнца при ясном небе по наблюдениям на станции Ледораздельной

Прямая радиация (S') рассчитывалась отдельно. Ее приход считался пропорциональным продолжительности солнечного сияния, определяемой по лентам гелиографа. Время солнечного сияния разбивалось на отрезки не более одного часа, для которых по графику зависимости S' от высоты солнца (рис. 21) определялась средняя интенсивность прямой радиации. Сумма прямой радиации за различные промежутки времени находилась путем умножения средних значений интенсивности на тот или иной отрезок времени в минутах.

Месячные суммы прямой радиации, полученные таким способом, сравнивались с суммами, вычисленными как разность суммарной и рассеянной радиации. Расхождение между ними оказалось незначительным (максимум 4%), и в дальнейшем использовались величины, полученные с учетом данных гелиографа.

Величины поглощенной радиации, или баланс коротковолновой радиации, $R_k = Q(1 - A)$ получены на основании расчетов суммарной радиации и по средним месячным значениям альбедо (A).

Радиационный баланс (R) вычислялся отдельно для светлого и темного времени года. Для расчета радиационного баланса в светлое время была принята зависимость его от поглощенной коротковолновой радиации (R_k) (рис. 22). Кроме того, учитывались зависимости R от высоты солнца (h) и от суммарной радиации (Q); что дало одинаковые результаты. Для нахождения этих связей были выбраны только те измерения баланса, которые производились при затенении балансомера и одновременном измерении прямой солнечной

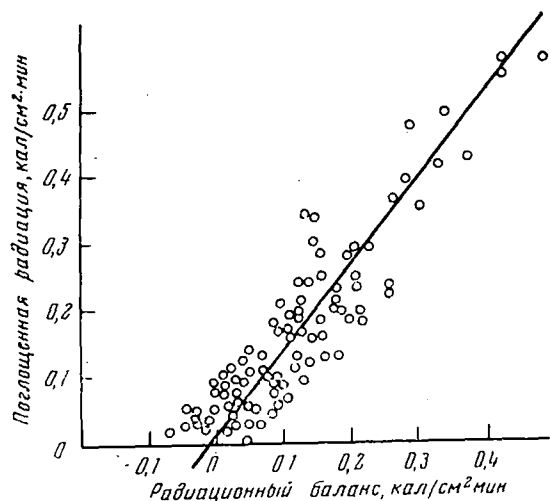


Рис. 22. Зависимость интенсивности радиационного баланса от поглощенной коротковолновой радиации (в период абляции)

Гавриловой [30], равный 0,95; $(S\sigma\theta_n^4 - S\sigma\theta_v^4)$ — поправка на разность значений абсолютной температуры воздуха (θ_v) и подстилающей поверхности (θ_n); S — излучательная способность поверхности, равная для снега 1; $\sigma = 8,14 \cdot 10^{-11}$ — постоянная Стефана — Больцмана.

Величина J_0 рассчитывалась по формуле М. Е. Берлянда [14]

$$J_0 = \sigma\theta_v^4(0,39 - 0,058 \sqrt{e})$$

по средним месячным данным температуры и влажности воздуха (e)¹ за каждый срок. Однако, согласно М. К. Гавриловой [30], эта формула дает для Арктики систематически завышенные результаты, особенно большие для районов, где чаще всего отмечается инверсионное состояние атмосферы. Над ледниковым покровом инверсии бывают не только зимой, но и летом, поэтому можно ожидать даже больших расхождений между расчетными и действительными величинами J , чем по расчетам М. К. Гавриловой.

Мы сопоставили значения эффективного излучения при безоблачном небе, измеренные непосредственно и найденные для этих же сроков наблюдений расчетным путем. Оказалось, что на Ледораздельной в темное время расчетные величины превышают наблюдаемые на 29%, а на побережье на 25%. Эти поправки приближаются к приводимым М. К. Гавриловой. Они были введены в величины J_0 , полученные по формуле Берлянда. В светлое время эффективное излучение определялось как разность радиационного баланса и баланса коротковолновой радиации.

Основные черты радиационного режима

Радиационный режим Новой Земли определяется прежде всего ее высокоширотным положением. На 76 параллели, проходящей через центральную часть ледникового покрова, полярная ночь длится 100 суток, с 3 ноября по

радиации актинометром. Кривые связи строились для периодов в 1—2 месяца при приблизительно одинаковом альбедо поверхности. Сначала вычислялась средняя месячная интенсивность для каждого срока, а затем — суммы.

Для темного времени, когда общий баланс равен длинноволновому (или эффективному излучению J), расчет производился по формуле, применяемой в ГГО [15]:

$$J = J_0(1 - cn^2) + (S\sigma\theta_n^4 - S\sigma\theta_v^4),$$

где J_0 — эффективное излучение при безоблачном небе, n — облачность; c — коэффициент, характеризующий влияние облачности, по расчетам М. К. Га-

¹ Значение e в этой формуле измеряется в мм ртутного столба.

10 февраля (с учетом рефракции). В этот период нет поступления солнечного тепла и вся приходная часть баланса состоит из длинноволнового излучения атмосферы. Расход тепла путем излучения поверхности превышает приход. Эффективное излучение зависит от температуры, влажности воздуха, разности температуры поверхности и воздуха, а также характера облачности. Полярный день длится 116 суток, с 25 апреля по 18 августа, а период, когда солнце поднимается над горизонтом, равен 265 суткам. В это время в радиационном балансе принимает участие наряду с длинноволновой радиацией коротковолновая. Лишь в течение трех месяцев на леднике (июнь — август) и четырех месяцев на побережье (май — август) радиационный баланс бывает положительным. В остальные же месяцы этого периода, длящегося 265 дней, расход путем отражения и излучения превышает приход. На величину коротковолновой радиации влияют следующие факторы: высота солнца; продолжительность солнечного сияния; характер поверхности, прежде всего ее отражательная способность (альбедо); величина и формы облачности; прозрачность атмосферы.

На широте Ледораздельной (примерно 76°) наибольшая высота солнца в полдень в июне $37,6^{\circ}$. Возможная общая продолжительность солнечного сияния здесь 4550 час. В 1958 г. действительная продолжительность солнечного сияния на Ледораздельной равнялась примерно 1200—1300 час (точных данных нет из-за перерыва в наблюдениях в сентябре — октябре), т. е. 26—29% от возможной величины. На побережье сумма часов солнечного сияния в 1958 г. равнялась 1121 час, т. е. несколько меньше, чем на Ледораздельной. Это связано с более северным положением прибрежной станции Русская Гавань (примерно на $20'$) и несколько большей облачностью над морем. В отдельные месяцы над ледником продолжительность солнечного сияния меньше из-за метелей и туманов, не наблюдаемых в это время (особенно в июле) на побережье.

Прозрачность атмосферы

Прозрачность атмосферы — один из факторов, влияющих на приход коротковолновой радиации. Для ее характеристики мы выбрали коэффициент прозрачности, показывающий, какая доля солнечной радиации проходит через атмосферу. Коэффициент прозрачности вычислялся для каждого случая безоблачного неба с приведением его к значению массы атмосферы, равной 2, при солнечной постоянной, равной $1,98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

На рис. 23 изображен годовой ход коэффициента прозрачности в центре ледникового щита на станции Ледораздельная и на побережье в Русской Гавани. Следует заметить, что представленные здесь величины не являются, строго говоря, средними месячными, а лишь средними арифметическими из всех вычислений коэффициента прозрачности за каждый месяц. Число вычислений колеблется от месяца к месяцу, так как зависит от измерений прямой радиации. Прозрачность атмосферы в Арктике вообще очень высока и над ледниковым щитом она в среднем выше 0,780. В течение года она меняется мало, наибольшая отмечается весной и осенью, наименьшая — летом. Поскольку запыленность атмосферы над ледником ничтожна, основной причиной годового хода коэффициента прозрачности является, по-видимому, изменение содержания водяного пара в воздухе.

Сравнение вычисленных величин показывает, что коэффициент прозрачности выше всего над центром ледникового щита и ниже — над побережьем. Хотя это различие невелико и составляет лишь сотые доли единицы, оно имеет закономерный характер, так как при подъеме от берега на ледник резко сокращаются запыленность и влагосодержание воздуха. Если на Ледораздельной средние значения коэффициента колеблются от 0,785 до 0,855, то в Русской Гавани — от 0,725 до 0,800. Максимальная величина коэффициента на Ледораздельной равна 0,873, минимальная — 0,682. В Русской Гавани эти значения равны соответственно 0,838 и 0,624. На станции Барьер Сомнений наблю-

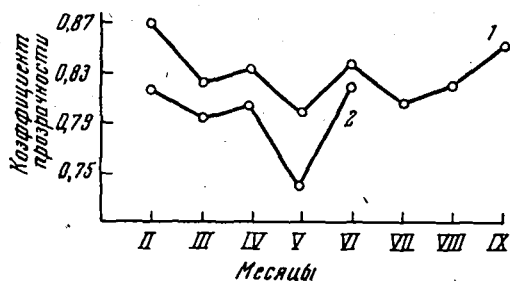


Рис. 23. Годовой ход коэффициента прозрачности над ледниковым щитом (1) и побережьем (2)

даются промежуточные величины. В табл. 27 приведены выбранные из каждого месяца неосредненные величины коэффициента прозрачности для одного и того же времени на всех трех станциях (по наблюдениям 1958 г.), чтобы показать характер изменения его с высотой.

Таблица 27

Коэффициент прозрачности на разных высотах в 1958 г.

Станции	18 марта	1 апреля	6 мая	23 июня	22 июля	7 августа
Ледораздельная	0,832	0,838	0,802	0,822	0,809	0,822
Барьер Сомнений	0,817	0,829	0,791	0,809	0,804	0,820
Русская Гавань	0,798	0,808	0,769	0,798	—	0,801

Коэффициент прозрачности на побережье соответствует наиболее распространенным в Арктике значениям, а на Ледораздельной он такой же, как в антарктическом поселке Мирном [196, 198].

Прямая радиация

Благодаря исключительно большой прозрачности воздуха интенсивность прямой радиации на перпендикулярную поверхность (S) достигает весьма больших величин. Максимум измеренной прямой радиации на Ледораздельной был зарегистрирован 24 июня 1958 г. в околополуденное время (при высоте солнца 37°) и равен $1,38 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. В полночь максимальная интенсивность ее была отмечена 25 июня при высоте солнца $9,7^\circ$ и равнялась $0,91 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Однако на горизонтальную поверхность из-за низкой высоты солнца приходит значительно меньше тепла от прямой радиации (S'). Например, в те же часы наблюдений 24 и 25 июня на горизонтальную поверхность поступило соответственно $0,84$ и $0,15 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Если при этом учесть небольшое число часов солнечного сияния, то станет понятной незначительная годовая сумма прямой радиации, которую получает горизонтальная поверхность ледникового щита (табл. 28).

Изменчивость количества и форм облаков является причиной отсутствия суточного хода прямой радиации и больших колебаний ее суточных сумм. Максимальная суточная сумма наблюдалась на Ледораздельной 24 июня и равнялась 677 кал/см^2 . В то же время даже в разгар лета нередко целыми неделями вообще не было видно солнца. Поскольку сумма прямой радиации зависит от высоты солнца и продолжительности солнечного сияния, то максимальная месячная сумма S' приходится на июнь (см. табл. 28) и наблюдается закономерный годовой ход месячных сумм прямой радиации.

Открытые пространства центральной части щита получают, как правило, больше тепла от прямой радиации по сравнению с Барьером Сомнений, где горизонт несколько закрыт с юга. Исключением являются те периоды, когда в верхней области щита преобладают туманы и метели. Поскольку на побережье

Месячные и годовая суммы прямой радиации S' (в ккал/см²) в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Ледораздельная . .	0,1	1,2	3,9	5,0	7,0	3,2	1,3	0,5	0,1	22,3
Барьер Сомнений . .	0,0	1,0	2,3	6,0	6,4	4,3	0,8	0,9	0,0	21,7
Русская Гавань . .	0,1	0,9	2,2	5,5	5,5	3,6	0,8	0,6	0,2	19,3
Мыс Желания * . .	0,0	0,9	2,9	2,8	4,6	4,2	0,3	0,7	0,1	16,5

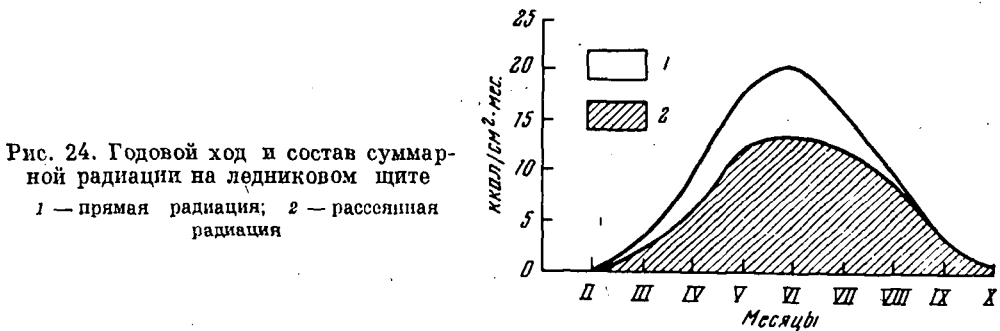
* Здесь и далее данные по Мысу Желания взяты из архивов ААНИИ и работы [124].

(Русская Гавань, Мыс Желания) общая продолжительность солнечного сияния меньше и прозрачность атмосферы ниже, то и приход прямой радиации здесь меньше.

Кривая годового хода прямой радиации несимметрична относительно июня из-за отсутствия правильного годового хода облачности. С февраля по май на ледник поступает в 1,5—2 раза большее количество прямой радиации, чем в июле — октябре. В общем потоке коротковолновой радиации на прямую радиацию приходится меньшая часть во все месяцы года, особенно после июня. Лишь при безоблачном небе основную долю составляет прямая радиация. Наибольшая относительная роль прямой радиации в приходе суммарной радиации отмечалась в апреле из-за благоприятного сочетания больших высот солнца, продолжительного дня (в апреле начинается полярный день) и сравнительно небольшой облачности.

Рассеянная радиация

Как и повсюду в высоких широтах, на Новой Земле большая часть коротковолнового излучения поступает в виде рассеянной радиации. В годовом суммарном потоке на Ледораздельной на долю рассеянной радиации падает 72%, а на прямую — 28% (рис. 24). Это прежде всего связано с малой продолжительностью солнечного сияния из-за большой облачности. Другая причина



состоит в том, что облачный слой вторично отражает уже отраженную деятельной поверхностью радиацию, которая на ледниковом щите особенно велика из-за постоянно большого альбедо.

Эффект вторичного отражения увеличивается с ростом облачности. Максимальные значения D наблюдаются при большой облачности (6—10 баллов) и слабо просвечивающем солнце. Минимальные — при безоблачном небе (см. рис. 20). При сплошной облачности, туманах, метелях, когда весь приход

коротковолнового излучения состоит из рассеянной радиации, интенсивность ее при тех же высотах солнца всегда больше, чем при средних условиях облачности и открытом диске солнца. Максимальная интенсивность D , равная $0,92 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, была отмечена на Ледораздельной 2 июня 1958 г., во время метели с выпадением осадков и слабо просвечивающем солнце. Максимальная суточная сумма D была отмечена 11 июня, когда в течение дня чередовались туман и метель, временами просвечивало слабое солнце. Она составила 660 кал/см^2 .

По месяцам доля рассеянной радиации в общем потоке суммарной радиации колеблется, но не бывает ниже 60% (в марте и апреле, месяцах с наибольшим числом ясных дней, 61—63%; в августе — 87%, в октябре — 94%).

Рассеянная радиация имеет простой годовой ход (табл. 29) с одним максимумом в июне — месяце с наибольшей высотой солнца. В феврале и октябре месячные суммы D очень малы в связи с малой продолжительностью дневного времени и низкими высотами солнца.

Таблица 29

Месячные и годовая суммы рассеянной радиации D (в ккал/см^2) в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Ледораздельная . . .	0,1	2,1	6,0	12,3	13,4	12,3	9,2	2,8	0,5	58,7
Барьер Сомнений . . .	0,1	2,1	5,9	10,0	11,5	11,1	7,1	3,1	0,5	51,4
Русская Гавань . . .	0,1	1,9	5,1	8,4	9,1	9,8	6,0	2,8	0,2	43,4
Мыс Желания . . .	0,1	1,9	5,8	11,7	11,6	7,8	4,6	1,8	0,3	45,6

Влияние вторичного отражения уже отраженной радиации проявляется в пространственном распределении величин рассеянной радиации. В области аккумуляции, где во все месяцы, особенно летние, альbedo наибольшее, значение D при одних и тех же метеорологических условиях и одинаковой высоте солнца всегда больше, чем в области абляции, и тем более на побережье. Разность эта тем значительнее, чем больше облачность. Например, при высоте солнца 20° средняя интенсивность D в Русской Гавани меньше, чем на Ледораздельной, при безоблачном небе на 25% и при сплошной низкой облачности на 34%.

Суммарная радиация

Интенсивность и суммы максимально возможной суммарной радиации Q_0 зависят прежде всего от высоты солнца. Кроме того, на величину возможной суммарной радиации оказывает влияние альbedo поверхности и прозрачность атмосферы. Увеличение альbedo приводит к возрастанию рассеянной радиации вследствие эффекта вторичного отражения. Увеличение прозрачности повышает прямую радиацию. Изменения альbedo поверхности и прозрачности атмосферы могут привести к колебаниям суммарной радиации при безоблачном небе до 15% по сравнению с возможной суммарной радиацией.

В табл. 30 показаны возможные значения суммарной радиации за все месяцы и год для двух пунктов, рассчитанные путем использования зависимости суммарной радиации при безоблачном небе от высоты солнца (см. рис. 19). Хотя обе станции расположены почти на одной широте (разница около $20'$), приход суммарной радиации на Ледораздельной больше, особенно с мая по август. Здесь, как уже указывалось, во все месяцы прозрачность выше, чем на побережье, а альbedo намного выше именно в летние месяцы, когда снежный покров, обладающий высокой отражательной способностью, сохра-

Месячные и годовая суммы возможной суммарной радиации (в ккал/см^2) в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Ледораздельная . . .	0,2	3,7	11,1	21,1	25,3	24,0	15,6	6,2	1,0	108,2
Русская Гавань . . .	0,1	2,8	9,8	18,9	23,4	21,9	13,6	5,1	0,7	96,3

няется только в верхней зоне ледникового щита. Сложение однозначных воздействий альbedo поверхности и прозрачности воздуха на возможную суммарную радиацию приводит к увеличению ее сумм на 11 %.

Месячные суммы возможной суммарной радиации на Новой Земле, как и на всех широтах, имеют простой годовой ход. В феврале — марте они возрастают сначала медленно, затем с марта по май — быстрее и снова плавно до максимума в июне, после чего начинают убывать в обратной последовательности. С мая по август месячные суммы Q_0 в Русской Гавани и тем более на щите на 1—3 ккал больше, чем в умеренных широтах, несмотря на меньшую интенсивность радиации из-за меньшей высоты солнца. Это объясняется большей продолжительностью солнечного сияния во время полярного дня.

В действительности, приход суммарной радиации Q заметно меньше. В 1958 г. на ледниковом щите ее приход составил 75 % от возможной суммы, а на побережье — 65 %. Основная причина — резкое уменьшение Q при пасмурном небе. Самые заметные отклонения от возможной суммы отмечаются при сплошной облачности нижнего яруса, при туманах, метелях, т. е. в тех случаях, когда полностью исключается приток прямой радиации — основной составляющей суммарной радиации в условиях безоблачного неба. При туманах отклонение больше, чем при метелях. В среднем при туманах интенсивность Q вдвое меньше Q_0 . При плотных туманах иногда наблюдалась интенсивность суммарной радиации, равная $0,05 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$, в то время как при той же высоте солнца (20°) интенсивность возможной радиации составляет $0,5 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

Если диск солнца не закрыт, то различия в количестве и формах облаков почти не влияют на изменение интенсивности суммарной радиации. Так, кривая, выражающая зависимость Q от высоты солнца при ясном небе, полностью совпадает с таковой при небольшой нижней облачности (до 5 баллов), а также в случае, когда верхняя облачность колеблется от 0 до $[10]$, а нижняя облачность отсутствует. Это совпадение кривых бывает только при полностью открытом солнечном диске. При высоте солнца более 20° значение Q бывает даже больше Q_0 , если общая и нижняя облачность колеблются от 6 до $[10]$ баллов, а диск солнца открыт. В таких случаях на увеличение прихода суммарной радиации влияет увеличение рассеянной при постоянстве прямой.

Максимальная интенсивность из всех измеренных значений Q была отмечена на Барьере Сомнений 17 июня 1958 г. и равнялась $1,09 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. При этом высота солнца была 37° , диск полностью открыт, облачность 7/7 баллов, кучево-дождевые облака. Максимальная суточная сумма была отмечена на Ледораздельной 23 июня и равнялась 851 ккал/см^2 , весь день наблюдалось безоблачное небо со следами перистых и высококучевых облаков и исключительная прозрачность — «чистый воздух». Вследствие большого разнообразия в характере облачности суточные суммы Q колеблются в широких пределах в течение одного и того же месяца. Во время полярного дня эти колебания наименьшие: максимальные суммы в 2—3 раза больше минимальных. В марте и сентябре колебания наибольшие: максимальные суммы превышают минимальные в 7—8 раз.

По месяцам отношение Q к Q_0 , или коэффициент уменьшения суммарной радиации облачностью, распределялся в 1958 г. на станции Ледораздельная таким образом (в %):

февраль . . .	98	июль	65
март	90	август	67
апрель	90	сентябрь . . .	53
май	82	октябрь . . .	60
июнь	81		

Наибольшие отклонения реальных сумм от возможных наблюдались в месяцы с наибольшей повторяемостью туманов. В связи с этим Q не имеет такого идеально правильного годового хода, как Q_0 , но в целом сохраняются те же закономерности (табл. 31). В отличие от возможной суммарной радиации, большая часть годового прихода действительной суммарной радиации относится к первой половине года, когда отмечается наибольшее число ясных дней и наименьшая облачность, что характерно не только для 1958 г., но и для среднего многолетнего режима.

Таблица 31

Месячные и годовая суммы суммарной радиации Q (в ккал/см^2) в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Ледораздельная . . .	0,2	3,3	9,9	17,3	20,4	15,5	10,5	3,3	0,6	81,0
Барьер Сомнений . . .	0,1	3,1	8,2	16,0	17,9	15,4	7,9	4,0	0,5	73,1
Русская Гавань . . .	0,1	2,8	7,3	13,9	14,6	13,4	6,8	3,4	0,4	62,7
Мыс Желания . . .	0,2	2,8	8,7	14,6	16,2	11,9	4,8	2,5	0,4	62,1

Из данных табл. 31 видно, что поступление суммарной радиации на ледниковый покров во все месяцы года больше, чем на свободное от оледенения побережье. На самом ледниковом щите суммарная радиация тем больше, чем больше высота. Сравнение показывает, что при одних и тех же высотах солнца, одинаковой облачности и состоянии диска солнца интенсивность суммарной радиации на ледниковом щите всегда больше, чем на побережье. При этом разность значений Q на щите и на берегу возрастает при увеличении облачности (табл. 32).

Таблица 32

Интенсивность суммарной радиации Q (в $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$) при различных условиях облачности (по графикам зависимости Q от высоты солнца)

Станции	Высота солнца 30°			Высота солнца 20°		
	Облачность					
	0/0	6—10/1—5	10/10	0/0	6—10/1—5	10/10
Ледораздельная . . .	0,78	0,68	0,61	0,50	0,44	0,35
Барьер Сомнений . . .	0,78	0,61	0,49	0,50	0,39	0,28
Русская Гавань . . .	0,74	0,50	0,37	0,47	0,33	0,22

При безоблачном небе суммарная радиация на леднике больше из-за большей прозрачности и, следовательно, увеличения прямой радиации. При облачном небе основной частью суммарной радиации становится рассеянная, ко-

торая заметно возрастает с увеличением альbedo поверхности. На леднике, где альbedo всегда выше, чем на берегу (а в области аккумуляции оно больше, чем в области абляции), приход D больше вследствие многократного отражения радиации от снежного покрова и нижней границы облаков.

От дня ко дню наблюдается большое разнообразие значений суммарной радиации, вызванное изменениями облачности и состояния солнечного диска. Но поскольку интенсивность Q при любой облачности возрастает с увеличением высоты солнца (см. рис. 19), то в средних месячных ее значениях можно увидеть суточный ход. Во все месяцы наблюдается постепенное возрастание средних месячных величин суммарной радиации от восхода солнца (а в полярный день — от полуночи) до истинного полдня и убывание — от истинного полдня до захода (или полуночи).

Альbedo

Одной из самых отличительных особенностей ледниковых поверхностей является их очень высокая отражательная способность в течение всего года, что во многом определяет своеобразие их радиационного режима. В области аккумуляции во все месяцы года деятельной поверхностью служит снег, обладающий наивысшим альbedo из всех поверхностей. Снежный покров испытывает постоянные небольшие изменения вследствие снегопадов, метелей, уплотнения ветром и, наконец, таяния. Загрязнение пылью, приносимой ветром с прибрежных гор и морен, здесь ничтожно и не оказывает влияния на величину альbedo. По данным наших наблюдений, альbedo свежеснегов в среднем равно 0,86, достигая в отдельных случаях 0,95. Уплотненный метелями снег, или ветровой наст (он обладает наименьшей шероховатостью), имеет среднее альbedo 0,88, а максимальное — 0,98. В период таяния характер снежного покрова непрерывно меняется, одновременно в больших пределах (0,57—0,90) колеблется его альbedo; среднее из всех измеренных альbedo таящего снега равно 0,78.

В области абляции деятельная поверхность испытывает большие изменения. Снег здесь лежит на льду, который обнажается во время таяния, а после окончания периода абляции не сразу целиком покрывается свежим снегом. Иногда до середины зимы снег лежит пятнами, отчего общее альbedo поверхности заметно уменьшается. Среднее альbedo сухого льда равно 0,51, влажного льда — 0,43. В разгар абляции поверхность чаще всего представляет собой так называемую «кору таяния», состоящую из крупных кристаллов сухого льда. Ее альbedo в среднем 0,47. Поскольку в нижней части из-за близости морен загрязненность поверхности пылью больше, то альbedo уплотненного снега здесь несколько ниже по сравнению с центральной частью — 0,83.

На побережье, свободном от ледников, деятельная поверхность — галька и щебень, ее альbedo в бесснежный период (длящийся 3—4 месяца в Русской Гавани и 2—3 месяца на мысе Желания) равно 0,15—0,16. В остальное время поверхность берега периодически почти полностью освобождается от снега, сдуваемого сильными ветрами. Чаще всего снег залегает здесь пятнами. Естественно, что альbedo побережья в зимний период ниже, чем на леднике, на 15—20% (исключая дни, когда выпадает свежий снег, закрывающий грунт довольно толстым слоем).

Наблюдениями на обеих ледниковых станциях не обнаружено какой-либо зависимости величины альbedo от условий облачности или состояния диска солнца. Максимальные значения альbedo в каждом месяце наблюдались при безоблачном небе и при облаках нижнего яруса с просвечивающим солнцем или вообще без солнца. Главную роль в колебаниях альbedo играет изменение характера отражающей поверхности. При одной и той же поверхности можно обнаружить небольшой рост альbedo с увеличением высоты солнца. В такие дни альbedo в околополуденное время бывает на 0,03—0,10 выше, чем утром и вечером. С этим связано существование среднего суточного

хода альbedo, хотя и весьма слабого. Он проявляется на ледниковом щите в течение каждого месяца по наблюдениям обеих ледниковых станций и характерен для каждого типа поверхности независимо от облачности (табл. 33).

Т а б л и ц а 33

Суточный ход альbedo на Ледораздельной по средним
месячным значениям

Время	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
0 час 30 мин	—	0,79	0,83	0,78	0,80	—
6 30	0,84	0,82	0,85	0,76	0,83	0,83
12 30	0,91	0,88	0,87	0,79	0,86	0,87
18 30	0,86	0,82	0,84	0,78	0,86	0,85

На побережье зависимость альbedo от высоты солнца не обнаружена. В умеренных широтах и в Антарктиде, как правило, наблюдается обратный суточный ход альbedo, с минимумом в полуденные часы [151, 169]. Причины иного суточного хода альbedo на Новоземельском ледниковом покрове нам не ясны.

Т а б л и ц а 34

Средние месячные величины альbedo в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Ледораздельная	0,92	0,88	0,87	0,83	0,85	0,78	0,84	0,85	0,90
Барьер Сомнений	0,82	0,82	0,80	0,79	0,81	0,54	0,74	0,82	0,85
Русская Гавань	0,75	0,75	0,63	0,40	0,25	0,16	0,15	0,34	0,60
Мыс Желания *	0,79	0,80	0,77	0,77	0,73	0,16	0,36	0,63	0,78

* Высокие значения альbedo по наблюдениям станции Мыс Желания, по сравнению со станцией Русская Гавань, объясняются, очевидно, иными условиями снегонакопления. Не исключено, что они завышены из-за местных скоплений снега на метеорологической площадке.

В связи с изменениями свойств подстилающей поверхности в течение года альbedo имеет определенный годовой ход (табл. 34). Лучше всего он выражен в прибрежных районах, свободных ото льда, где самые значительные изменения альbedo связаны с образованием и сходом снежного покрова. Максимальные средние месячные значения альbedo в Русской Гавани и на Мысе Желания превышают минимальные в 5—5,5 раза.

В области абляции средние месячные значения альbedo мало меняются в течение осени и весны, пока существует снежный покров, а в период таяния (когда обнажается лед) альbedo уменьшается в 1,5 раза. Самые незначительные колебания от месяца к месяцу отмечаются в области аккумуляции. Некоторое увеличение июньского альbedo на ледниковых станциях по сравнению с его значением в мае связано с обильными снегопадами в июне 1958 г. В многолетнем режиме, вероятно, наблюдается плавное понижение величины альbedo от февраля до минимума в июле — августе, с последующим постепенным его увеличением.

Баланс коротковолновой радиации

Альbedo поверхности существенным образом влияет на величину баланса коротковолновой радиации, или, иначе говоря, поглощенной радиации.

При неизменном состоянии поверхности наибольшая интенсивность и наи-

большие суточные суммы поглощенной радиации наблюдаются одновременно с максимумами суммарной радиации, т. е. в околополуденные часы (наибольшая интенсивность) и дни без облачности или с облаками верхнего яруса. Максимальная суточная сумма коротковолнового баланса на станции Ледораздельная, равная 198 ккал/см^2 , была измерена 29 июля. Тогда же была отмечена наибольшая интенсивность $R_k = 0,27 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. В течение всего дня преобладали облака среднего и верхнего ярусов при ярком или среднем солнце. В этот день шло интенсивное таяние, альbedo равнялось всего 0,70. На побережье максимальная суточная сумма, равная 660 ккал/см^2 , отмечалась 22 июня при безоблачном небе и свободной от снега поверхности (альbedo 0,16). В весенние и осенние месяцы колебания суточных сумм R_k обычно незначительны. Наибольший размах колебаний суточных сумм наблюдается в период абляции, особенно в первой ее половине, когда таяние часто прерывается выпадением свежего снега.

Таблица 35

Месячные и годовые суммы поглощенной радиации (в ккал/см^2) в 1958 г.

Станции	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Ледораздельная . . .	0,0	0,4	1,3	2,9	3,0	3,4	1,7	0,5	0,1	13,3
Барьер Сомнений . . .	0,0	0,6	1,6	3,4	3,4	7,1	2,1	0,7	0,1	19,0
Русская Гавань . . .	0,0	0,7	2,7	8,3	11,0	11,3	5,8	2,3	0,2	42,3
Мыс Желания . . .	0,0	0,5	1,6	3,4	4,6	10,1	3,3	1,0	0,1	24,6

Из-за различий в величине альbedo в разных зонах ледника и побережья пространственное распределение месячных сумм коротковолнового баланса оказывается обратным распределению сумм суммарной радиации. Месячные суммы поглощенной радиации убывают с подъемом на ледник (табл. 35). Годовая сумма R_k на Ледораздельной в 1958 г. была в три раза меньше, чем в Русской Гавани. Годовой ход поглощенной радиации похож на ход суммарной, но максимум ее сдвинут на июль, когда альbedo достигает наименьших значений.

На побережье Новой Земли максимум R_k также приходится на июль, так как в июне только начинается сход снежного покрова. Сумма коротковолнового баланса за 1958 г. равнялась на Ледораздельной $13,3 \text{ ккал/см}^2$, т. е. всего 16% от суммарной радиации. Почти половину этой суммы поверхность ледникового щита получает в июне — июле, когда бывает наименьшее альbedo и наибольший приход суммарной радиации.

Столь низкие суммы поглощенной радиации являются характерной чертой ледниковых покровов. В других районах Арктики, свободных от льда, годовая сумма поглощенной радиации по расчетам М. К. Гавриловой [30] на широте 75° составляет 30 ккал/см^2 . Даже в Центральной Арктике поверхность морского льда поглощает около 20 ккал/см^2 . Полученные нами данные можно сравнивать лишь с результатами наблюдений на ледниковом покрове Земли Франца-Иосифа, где эта сумма еще меньше — $13,0 \text{ ккал/см}^2$ [46]. В Антарктиде, где альbedo ледникового покрова также велико, но суммарная радиация — максимальная на всем земном шаре [169], годовые суммы баланса коротковолновой радиации заметно выше: на Пионерской — 16,5, на станции Восток — $20,4 \text{ ккал/см}^2$.

Длинноволновая радиация

В отличие от коротковолновой радиации приток длинноволновой существует в течение всего года. Он состоит из излучения поверхности Земли (J_a) и встречного противоизлучения атмосферы (J_n). За редкими исключениями,

собственное излучение поверхности в исследуемом районе всегда превышало встречное излучение атмосферы; таким образом, длинноволновый баланс, или эффективное излучение (J), всегда представляли собой тепло, теряемое поверхностью.

Месячные величины излучения поверхности ледника и побережья, рассчитанные по формуле Стефана — Больцмана, достигают самых больших значений по сравнению со всеми другими потоками коротковолновой и длинноволновой радиации. Если бы не было притока тепла от противоизлучения атмосферы, то только в течение полярной ночи в 1958 г. поверхность ледникового покрова потеряла бы в своей центральной части 54 ккал/см^2 , а поверхность земли на побережье потеряла бы 60 ккал/см^2 . В целом же, за весь 1958 г., включая светлый период, сумма излучения ледниковой поверхности составила $188,5 \text{ ккал/см}^2$, а побережья — $203,0 \text{ ккал/см}^2$.

Излучение атмосферы примерно на 85% компенсирует эту потерю тепла. Таким образом, противоизлучение атмосферы представляет собой очень большую величину, и в общей приходной части радиационного баланса, состоящей из суммарной радиации и длинноволнового излучения атмосферы, играет главную роль. В 1958 г. сумма противоизлучения атмосферы на леднике была равна $165,6 \text{ ккал/см}^2$, а в течение светлого периода (с марта по октябрь) — $119,6 \text{ ккал/см}^2$, что в полтора раза больше прихода суммарной радиации.

Потоки излучения атмосферы за 1958 г. над ледником и побережьем были примерно одинаковыми, но с мая по август было отмечено некоторое увеличение излучения атмосферы над ледником из-за развития над ним температурных инверсий. В течение всего года излучение поверхности больше на побережье, чем на леднике, из-за ее более высокой температуры. Летом эта разность сохраняется, хотя излучательная способность грунта меньше, чем снега, так как температура грунта много выше. Поэтому потери тепла путем эффективного излучения на побережье летом вдвое больше, чем на льде. Зимой же (с ноября по февраль) они примерно одинаковы и равны соответственно $7,4$ и $7,8 \text{ ккал/см}^2$. Годовая сумма эффективного излучения в 1958 г. в Русской Гавани была $35,9 \text{ ккал/см}^2$, а на ледниковом покрове — $22,9 \text{ ккал/см}^2$. На Мысе Желания, где ниже температура поверхности, заметно меньше и эффективное излучение. Его годовая сумма в 1958 г. составила $24,8 \text{ ккал/см}^2$.

Интенсивность эффективного излучения имеет небольшие значения и меняется мало — от $0,0$ до $0,20 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Это значительно меньше, чем интенсивность коротковолновых потоков. Причиной превышения годовой суммы J над R_k является только ограниченное время поступления коротковолновой радиации.

В отдельных, чрезвычайно редких случаях длинноволновый баланс принимает положительное значение (тепловое излучение атмосферы больше излучения снежной поверхности). Такие случаи с положительным балансом отмечались только летом и всегда при сплошной облачности. При этом на побережье его величина не превышала $0,02$, а на леднике $0,07 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Это связано с увеличением противоизлучения облаков на леднике при инверсиях.

Основные колебания эффективного излучения вызваны изменениями характера облачности. При сплошной низкой облачности интенсивность J близка к 0 (от $0,01$ до $0,02 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$). По мере уменьшения облачности интенсивность эффективного излучения возрастает, достигая максимальных значений при ясном небе ($0,10$ — $0,20 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$).

Хорошей зависимости эффективного излучения (J) от разности температуры поверхности и воздуха наши наблюдения не обнаружили, хотя она существует всюду в умеренных широтах [151]. Возможно, что это объясняется несовершенством измерений.

Месячные суммы эффективного излучения не имеют ясно выраженного годового хода (табл. 36). Во время полярной ночи месячные суммы J показывают обратную зависимость от хода облачности — в декабре отмечалось наибольшая величина J при наибольшем числе ясных дней, а в январе и октябре

Месячные и годовая суммы эффективного излучения (в ккал/см²)

Станции	1957 г.		1958 г.											За год	1959 г.	
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль
Ледораздельная . .		2,4	1,4	2,3	2,6	2,8	3,1	1,2	1,2	1,5	1,0	1,7	1,6	2,5	1,9	1,6
Барьер Сомнений .	2,5	1,8	1,5	2,1	2,8	2,7	3,2	0,8	1,6	1,7	1,2	0,8	1,2	2,5	1,6	1,4
Русская Гавань . .	2,8	2,1	1,4	2,3	1,9	3,1	6,6	6,8	3,7	2,8	2,2	1,4	1,2	2,5	1,9	1,4
Мыс Желания . . .	3,2	2,9	1,8	2,7	2,2	2,7	1,4	1,8	2,0	1,3	1,8	2,2	2,0	2,9	2,4	2,2

1958 г. наблюдалась большая облачность и низкие значения J . В светлое время затруднительно выделить влияние какого-либо одного фактора. Видимо, в разные годы максимум и минимум месячных сумм приходится на разные месяцы и кривая годового хода имеет различную форму от года к году в отличие от кривой R_k . Амплитуда месячных сумм J меньше амплитуды месячных сумм R_k .

Радиационный баланс поверхности

Радиационный баланс поверхности R , складывающийся из коротковолнового и длинноволнового баланса, большую часть года отрицателен. В полярную ночь баланс целиком представляет собой эффективное излучение. Примерно с февраля по май и с сентября по ноябрь величина эффективного излучения преобладает над величиной поглощенной радиации и баланс продолжает оставаться отрицательным. Лишь в очень короткий отрезок времени (июнь — июль) на леднике поглощенная радиация превышает эффективное излучение и баланс становится положительным. На побережье положительный баланс бывает дольше — с мая по сентябрь.

Отрицательные значения интенсивности радиационного баланса на леднике могут быть во все месяцы года (они наблюдаются даже в июле), так как в любой месяц возможны снегопады, резко уменьшающие баланс в силу большого отражения коротковолновой радиации. Положительные значения радиационного баланса впервые появляются на леднике в апреле и прекращаются в сентябре. Максимальные значения отмечены в июле — $0,50 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$ на Барьере Сомнений, $0,22 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$ на Ледораздельной. При этом была небольшая облачность среднего яруса и яркое солнце. В эти же дни отмечены и наибольшие суточные суммы радиационного баланса — $134,0 \text{ ккал/см}^2$ на Ледораздельной и $313,2 \text{ ккал/см}^2$ на Барьере Сомнений. На побережье значения положительного баланса больше. Максимум интенсивности был 22 июня — $0,67 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$ при небольшой облачности нижнего яруса и ярком солнце. Максимальная суточная сумма равнялась 490 ккал/см^2 . Однако в большинстве случаев максимальные положительные значения радиационного баланса (R) наблюдаются не при ярком солнце, а при значительной общей (9—10 баллов) облачности и среднем или слабом солнце, а иногда и при нижней облачности и пасмурном небе. В таких случаях R имеет большие значения из-за уменьшения величины эффективного излучения и увеличения рассеянной радиации. В безоблачную погоду баланс может быть положительным только при большой высоте солнца (выше 30°). Как правило, минимальные значения радиационного баланса на ледниковых станциях наблюдались при ясной погоде и ярком солнце.

В целом зависимость радиационного баланса от метеорологических условий очень сложная. В каждом конкретном случае на его величину оказывает преобладающее влияние то один фактор, то другой. Так, увеличение

облачности может увеличивать приходящую коротковолновую радиацию, если солнечный диск открыт, и может уменьшать, если он закрыт. Эффективное излучение уменьшается с увеличением облачности. Поэтому не обнаруживается зависимости баланса от облачности. В связи с этим неизбежен разброс точек на графиках зависимости радиационного баланса от высоты солнца, хотя в целом эта зависимость довольно хорошая. Удовлетворительная зависимость существует между радиационным балансом (R) и балансом коротковолновой радиации (R_k), хотя при этом не учитывается влияния эффективного излучения.

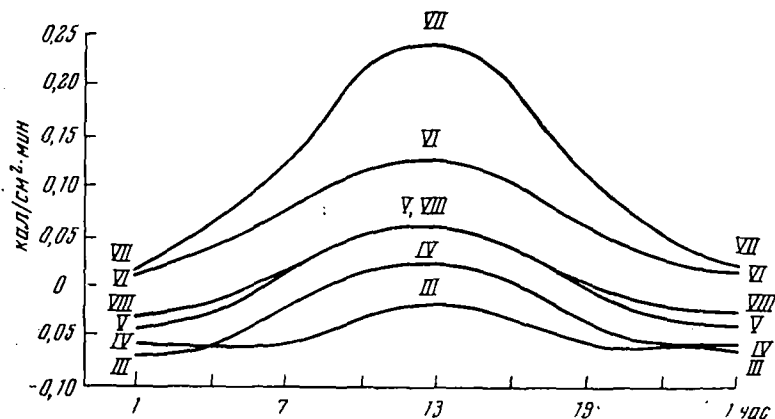


Рис. 25. Суточный ход радиационного баланса на станции Барьер Сомнений в разные месяцы (обозначенные римскими цифрами)

Зависимость баланса от высоты солнца проявляется в существовании суточного хода средних месячных величин в светлое время года (рис. 25). В полярную ночь этого хода нет. Амплитуда среднего суточного хода наибольшая в июле (на Ледораздельной она равна $0,09 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$), а наименьшая в марте и сентябре ($0,01$). Наиболее резкие колебания интенсивности R происходят в месяцы, когда начинается таяние снега или первые снегопады, т. е. когда бывают большие изменения величин альбеда. На Ледораздельной колебания баланса в июне составили $0,27 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ (от $-0,10$ до $+0,17$), а в августе — $0,25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ (от $-0,12$ до $+0,13$). Зимой абсолютные значения баланса (или эффективного излучения) уменьшаются, одновременно уменьшаются и их колебания.

В годовом ходе месячных сумм баланса наблюдается ясно выраженный максимум в июле и минимум (менее выраженный) зимой (табл. 37). В 1957 и 1958 гг. минимум радиационного баланса был в декабре, но он может отмечаться и в другие зимние месяцы, в которые господствует антициклональ-

Месячные и годовая суммы радиа

Станции	1957 г.		1958 г.				
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Ледораздельная		-2,4	-1,4	-2,3	-2,2	-1,5	-0,2
Барьер Сомнений	-2,5	-1,8	-1,5	-2,1	-2,2	-1,1	0,2
Русская Гавань	-2,8	-2,1	-1,4	-2,3	-1,2	-0,4	1,7
Мыс Желания	-2,1	-2,4	-1,8	-2,7	-1,6	-0,7	2,0

Таблица 33

Годовые суммы всех составляющих радиационного баланса в 1958 г. (в ккал/см²)

Станции	S'	D	Q	A	R_K	J_a	J_s	J	R
Ледораздельная	22,3	58,7	81,0	0,84	13,3	188,5	165,6	22,9	—9,6
Барьер Сомнений	21,7	51,3	73,1	0,74	19,0	199,8	177,7	22,1	—3,1
Русская Гавань	19,3	43,4	62,7	0,33	42,2	202,7	166,8	35,9	+6,3
Мыс Желания	16,5	45,6	62,1	0,61	24,6	202,5	178,0	24,8	—0,2

ная погода с большим числом ясных дней и, значит, с большим эффективным излучением. Во все месяцы года месячные суммы баланса убывают с подъемом на ледник, особенно большая разность отмечается в июле из-за больших различий ледника и побережья.

Из табл. 38 видно, что основной причиной отрицательного радиационного баланса ледникового покрова являются чрезвычайно низкие значения коротковолнового баланса, так как потери тепла путем эффективного излучения здесь меньше, чем во всех внеледниковых районах, где баланс положительный. Сумма поглощенной радиации на Ледораздельной вдвое ниже, чем на побережье. Она даже ниже суммы эффективного излучения за тот же (светлый) период. В области абляции поглощенная радиация за этот период больше эффективного излучения, но меньше годовой суммы J . Лишь на свободных ото льда участках побережья поглощенная радиация превосходит всю годовую величину эффективного излучения, или близка к ней, как на мысе Желания.

Малые величины коротковолнового баланса вызваны, как выше упоминалось, исключительно высоким альбедо, так как приход суммарной радиации на ледниковом покрове даже больше, чем на побережье.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Радиационный баланс поверхности является важнейшей составляющей теплового баланса. Общее уравнение его имеет вид: $R = P + LE + A$, где P — теплообмен между поверхностью и воздухом, LE — расход тепла на испарение (или выделение тепла при конденсации); A — поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями. Наиболее распространенным методом определения турбулентных потоков тепла и влаги (P и LE) является их расчет через коэффициент турбулентности и градиент температуры и влажности, разработанный в Главной геофизической обсерватории [127]. Этим методом мы рассчитывали P и LE за период абляции на ледниковом покрове по данным градиентных наблюдений, которые прово-

Таблица 37

радиационного баланса (в ккал/см²)

1958 г.								1959 г.	
Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль
1,8	2,2	0,2	—0,5	—1,6	—1,6	—2,5	—9,6	—1,9	—1,6
2,6	5,5	0,4	—0,5	—0,7	—1,2	—2,5	—3,1	—1,6	—1,4
4,2	7,6	3,0	0,0	—1,2	—1,2	—2,5	+6,3	—2,1	—1,4
2,6	8,0	1,8	—0,9	—2,1	—2,0	—2,9	—0,2	—2,4	—2,2

дила экспедиция летом 1958 г. Расчеты P и LE для других месяцев сделаны по данным общеметеорологических наблюдений по методу А. Р. Ковстантина [92].

Распределение по высоте температуры, влажности воздуха и скорости ветра в приземном слое

На ледниковом щите Новой Земли в нижнем слое воздуха преобладает инверсионное распределение температуры с высотой (табл. 39).

Таблица 39

Повторяемость знака градиента температуры (в %) в приземном 2-метровом слое на станции Ледораздельная (по наблюдениям в основные сроки)

Знаки	1957 г.		1958 г.												1959 г.	
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль
+	12	15	19	12	10	40	77	78	42	73	67	—	31	9	23	27
—	83	74	71	86	88	56	22	19	54	7	26	—	61	89	74	70
0	5	11	10	2	2	4	1	3	4	20	7	—	8	2	3	3

В период с ноября по март резко преобладают отрицательные градиенты температуры, т. е. наблюдаются устойчивые инверсионные условия. Случаев с положительным градиентом в несколько раз меньше. Это вызвано сильным радиационным выхолаживанием поверхности зимой. В апреле повторяемость отрицательных градиентов заметно снижается, но остается все же несколько больше повторяемости положительных, а в переходные сезоны (мае — июне и августе — сентябре) преобладают положительные градиенты. В период абляции (июль), в связи со снеготаянием, повторяемость отрицательных градиентов несколько выше. Повторяемость изотермического состояния (градиент равен нулю) во все месяцы очень мала. Величины самих градиентов в двухметровом слое колеблются в больших пределах — от $+1^\circ$ до -11° . С декабря по март преобладают значения от $-0,6$ до -2° , с мая по июль — от $+0,6$ до $+1^\circ$ в апреле, августе и сентябре — от 0 до $+0,5^\circ$.

Как видно из табл. 40, ход градиента влажности очень напоминает ход градиента температуры. В зимнее время и сезон абляции резко преобладают отрицательные градиенты, в переходные сезоны — положительные. Величины градиентов влажности колеблются от $+0,5$ до $-0,5$ мб. Зимой преобладают градиенты от 0 до $-0,2$ мб, в июне — июле — выше $+0,5$ мб, в остальные меся-

Таблица 40

Повторяемость знака градиента влажности (в %) в приземном двухметровом слое на станции Ледораздельная (по наблюдениям в основные сроки)

Знаки	1957 г.		1958 г.												1959 г.	
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль
+	22	1	16	6	5	26	59	96	27	69	36	—	21	9	1	3
—	78	99	82	93	95	73	39	4	66	17	45	—	78	88	97	97
0	0	0	2	1	0	1	2	0	7	14	19	—	1	3	2	0

цы — от 0 до 0,2 мб. Подобный же характер повторяемости знаков градиентов температуры и влажности дают и наблюдения на станции Барьер Сомнений.

О вертикальных профилях метеорологических элементов мы имеем представление только за период с июня по сентябрь, когда проводились градиентные наблюдения. По данным наблюдений на четырех уровнях (0,25; 0,5; 1,0; 2,0 м) были построены профили температуры, влажности воздуха и скорости ветра в полулогарифмической системе координат (по оси ординат откладывались логарифмы высот). Профили температуры и влажности при таком построении большей частью имеют вид прямых, в меньшем числе случаев наблюдается изгиб линии. При осреднении данных градиентных измерений за

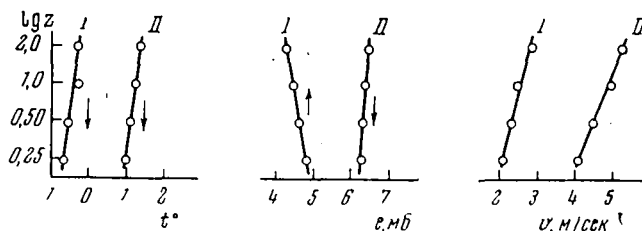


Рис. 26. Вертикальное распределение температуры (t), абсолютной влажности (e) и скорости ветра (v) в приземном слое воздуха на станции Ледораздельная

Стрелками обозначено направление тепло- и влагопотока; z — высота установки приборов; I — средние данные за период с 22 по 28 июня 1958 г.; II — средние данные за период с 13 по 31 июля 1958 г.

сравнительно большой промежуток времени линии температуры и влажности почти всегда бывают прямыми, с наклоном в ту или другую сторону в зависимости от направления потока тепла или влаги. На рис. 26 даны примеры вертикальных профилей метеорологических элементов.

Известно, что скорость ветра изменяется с высотой по логарифмическому закону только при равновесных, изотермических условиях. При устойчивом состоянии скорость ветра растет с высотой быстрее, а при неустойчивом — медленнее, чем по логарифмическому закону. Отличное от логарифмического распределение ветра на ледниковом щите Новой Земли отмечается в отдельные сроки наблюдений, когда скорость ветра невелика. В среднем же профиль ветра при различных термических состояниях атмосферы, так же как температура и влажность, приближается к логарифмическому. По-видимому, это объясняется тем, что параметр устойчивости в рассматриваемом районе в среднем равен нулю.

Параметр устойчивости

Параметр устойчивости (ϵ) приземного слоя воздуха по исследованиям Т. А. Огневой [137] численно равен $\Delta t/u_1^2$, но с обратным знаком (Δt — разность температуры в приземном слое на двух уровнях 0,5—2,0 м; u_1 — скорость ветра в м/сек на высоте 1 м). При инверсиях положителен, равен нулю при равновесных условиях и становится отрицательным при неустойчивой стратификации. На ледниковом покрове Новой Земли преобладают небольшие температурные градиенты, а скорость ветра даже в осреднении весьма значительна. Поэтому величина параметра устойчивости колеблется в очень небольшом диапазоне, оставаясь все время близкой к нулю. Средние значения ϵ почти во все месяцы года равны нулю и лишь в феврале — марте и ноябре — декабре 1958 г. они были положительными, не превышая, однако, 0,05.

Таким образом, при общей тенденции к устойчивости нижних слоев атмосферы, термическая стратификация большую часть года близка к равновесным

условиям. Это облегчает вычисление потоков тепла и влаги с помощью методов, разработанных для условий равновесной стратификации (для глубоких инверсий удовлетворительных схем расчета P и LE не существует).

Параметр шероховатости

Параметр шероховатости (z) является одной из важных характеристик, определяющих интенсивность турбулентного перемешивания. Он означает уровень, на котором направленная скорость ветра обращается в нуль и ниже которого бывают лишь беспорядочные пульсационные токи. Различают z_{01} при равновесной стратификации и z_0 при разных условиях стратификации. Первый входит в формулы для расчета коэффициента турбулентности Д. Л. Лайхтмана и М. П. Тимофеева. Мы определяли z_{00} графически из вертикального профиля ветра, построенного по наблюдениям на четырех уровнях в летние месяцы 1958 г. при изотермических условиях. Средние значения z_{00} на ледниковом покрове равны 0,2 см. Интересно, что эта величина оказалась одинаковой в разных частях покрова — области аккумуляции и абляции. В течение этого времени неосредненные значения z_{00} меняются очень сильно — от сотых до десятых долей сантиметра.

Параметр шероховатости зависит от состояния поверхности и стратификации атмосферы. Поверхность шита меняется непрерывно в результате снегопадов и метелевого перераспределения снега и его таяния. Однако на ледниках, где часты инверсии, все понижения обычно заполняются более холодным воздухом и воздушный поток движется на уровне вершин неровностей, что установил Россби [169]. Поэтому заструги и снежные дюны, а также кора таяния не могут оказать большого воздействия на величину z_{00} , которая всегда остается меньше 1 см.

Влияние стратификации сводится к тому, что увеличение устойчивости уменьшает параметр шероховатости [137]. Поскольку в нашем районе параметр устойчивости, как правило, равен нулю или близок к нему, значения параметра шероховатости в условиях равновесной и неравновесной стратификации в среднем практически не отличаются друг от друга. При малых значениях параметра шероховатости, измеряемых миллиметрами, ошибка в определении z_{00} на 0,1—0,2 мм может изменить величину коэффициента турбулентности лишь на ее тысячные или, в крайнем случае, сотые доли.

Коэффициент турбулентности

Коэффициент турбулентности (k_1) характеризует интенсивность перемешивания на уровне 1 м и обычно выражается в $\text{м}^2/\text{сек}$. Мы рассчитывали его двумя методами. Один расчет сделан по формуле М. П. Тимофеева [16], учитывающей влияние термической стратификации на степень турбулентного перемешивания, второй расчет основан на использовании номограммы Т. А. Огневой [137], построенной по обобщенному степенному закону Д. Л. Лайхтмана для профиля ветра. Этот закон справедлив для всех условий страти-

Средние месячные значения

Станции	1957 г.		1958 г.			
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Ледораздельная		0,134	0,180	0,086	0,086	0,175
Барьер Сомнений	0,200	0,184	0,240	0,214	0,098	0,172

фикации. Чтобы найти k_1 по этой номограмме, так же как и по формуле М. П. Тимофеева, нужно знать величину z_{00} , Δt и u_1 (скорость ветра на высоте 1 м). Для тех случаев, когда отсутствовали градиентные наблюдения, u_1 мы находили по логарифмическому закону, используя параметр шероховатости и скорость ветра на высоте флюгера. Температуру воздуха на уровне 0,5 м также рассчитывали по логарифмическому закону, считая, что температура на уровне z_{00} такая же, как на поверхности.

Обоими методами получены практически одинаковые результаты. Расхождение обычно составляли 0,001 м²/сек, максимальное расхождение было равно 0,007. В табл. 41 приведены значения k_1 , полученные по формуле М. П. Тимофеева.

Коэффициент турбулентности меняется в довольно больших пределах (от 0,066 до 0,196 на Ледораздельной и от 0,098 до 0,243 на Барьере Сомнений). Он, так же как и скорость ветра, не имеет определенного годового хода. Ввиду большого постоянства параметра шероховатости и параметра устойчивости, коэффициент турбулентности пропорционален скорости ветра. Его максимальные значения отмечаются в месяцы с наибольшей средней месячной скоростью, минимальные — в месяцы с наименьшей скоростью ветра. В целом на Барьере Сомнений k_1 выше, что связано с большей скоростью ветра на ледниковом склоне.

Устойчивое термическое состояние нижних слоев воздуха обычно резко снижает величину k_1 . Однако большие скорости ветра на Новой Земле, обусловленные преобладанием циклонической погоды в этом районе, способствуют тому, что k_1 имеет довольно большие значения даже по сравнению с летними величинами k_1 в умеренных широтах, когда наблюдается неустойчивая стратификация. Например, в Колтушах (под Ленинградом), по данным Т. А. Огневой [137], максимальное значение коэффициента турбулентности равно 0,200 и отмечается в июле при ясной погоде. У нас же нередко k_1 оказывается выше 0,200 даже в среднем выражении при всех типах погоды. Средние месячные величины k_1 на Новой Земле сравнимы с данными для береговых станций Антарктиды: Мирный, Дюмон-Дюрвиль, Моусон [169].

Таким образом, вертикальный обмен между подстилающей поверхностью и атмосферой на ледниковом щите Новой Земли остается довольно большим, несмотря на инверсионное состояние нижнего слоя воздуха.

Турбулентный теплообмен

Месячные суммы турбулентных тепловых потоков для периода, когда производились градиентные наблюдения (июль, август), рассчитывались методом турбулентной диффузии по формуле $P = 1,35 k_1 \Delta t_{0,5-2,0}$ кал/см²·мин. Кроме того, для всех месяцев турбулентный теплообмен рассчитывался по формуле А. Р. Константинова [92]:

$$P = 3,56 \left(1 + 0,24 \frac{\Delta t_{0,0-2,0}}{u_{10}^2} \right) \Delta t_{0,0-2,0} \cdot u_{10} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сутки}},$$

Таблица 41

коэффициента турбулентности (в м²/сек)

1959 г.							1959 г.	
Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Декабрь	Январь	Февраль
0,163	0,191	0,157	0,184	0,142	0,124	0,066	0,141	0,196
0,166	0,165	0,137	0,134	0,127	0,198	0,243	0,190	0,234

Станция	1957 г.		1958 г.				
	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Ледораздельная		-1,5	-1,0	-1,5	-2,1	-0,6	+0,5
Барьер Сомнений	-1,4	-1,8	-1,0	-1,6	-0,6	-0,4	+0,5

* Исходные данные температуры и скорости ветра получены козвенным путем.

где u_{10} — скорость ветра на высоте 10 м. В обоих случаях использовались средние месячные значения u_{10} , $\Delta t_{0,0-2,0}$, k_1 в основные сроки наблюдений. Как показала Т. А. Огнева [137], величины, полученные по средним месячным исходным данным и по отдельным значениям в определенные дни и сроки, различаются большей частью в пределах погрешностей расчета.

Для турбулентного теплообмена характерно преобладание в течение года отрицательного направления потока, т. е. из воздуха к поверхности. В этом — одна из коренных особенностей теплового режима ледниковых областей. В отличие от всех остальных районов земного шара, ледниковая поверхность в целом за год теряет тепло в результате лучистого теплообмена (отрицательный радиационный баланс), но получает его через турбулентный теплообмен.

Турбулентный поток тепла на ледниковом покрове Новой Земли обусловлен почти постоянными температурными инверсиями и адвекцией теплого морского воздуха, приносимого сюда ветрами западных румбов. На станции Ледораздельная в период с ноября по март особенно хорошо видна связь величины P с повторяемостью западных ветров и величиной температурного градиента. Начиная с апреля, сказывается влияние радиационных факторов. Под воздействием радиации солнца поверхность ледника нагревается до температуры выше температуры воздуха (хотя и отрицательной) и все чаще направление теплового потока меняется — от поверхности в воздух. В результате в апреле уменьшаются отрицательные месячные суммы P , а в период с мая по сентябрь (исключая время снеготаяния) преобладает турбулентный поток от поверхности. Суммы за эти месяцы становятся положительными. В период таяния (который в 1958 г. охватывал июль, а в 1959 г. — июль и август) воздух, приносимый с моря, имеет в основном положительную температуру и турбулентный теплоток вновь становится направленным к поверхности (отрицательным).

Как видно из сравнения табл. 41 и 42, годовой ход месячных сумм не связан с годовым ходом k_1 , а определяется в основном вертикальным температурным градиентом. Относительно большие величины вертикального градиента в течение всего года, достигающие в отдельные месяцы $-0,5^\circ$ на 1,5 м (между 0,5 и 2 м), приводят к тому, что интенсивность турбулентных потоков над ледниковым покровом Новой Земли довольно значительна, хотя и подвержена большим колебаниям.

Максимальные суммы турбулентных теплоточков приходятся на зимние месяцы. По абсолютной величине они сравнимы с радиационным балансом и компенсируют расход тепла излучением. Минимальные суммы наблюдаются весной и осенью, когда часто меняется направление потока.

Турбулентный поток, направленный к поверхности, по абсолютной величине обычно больше, чем поток противоположного направления. Самая большая интенсивность отрицательных теплоточков, полученная на основе градиентных наблюдений в конкретные сроки, отмечена в июле (более $0,200 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$). Такие величины интенсивности были главным образом при малооблачной погоде и ярком солнце, когда бывают наибольшие градиенты

турбулентного теплопотока (в ккал/см^2)

1958 г.								1959 г.	
Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь*	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль
+0,6	-0,6	+0,6	+0,3	-1,0	-0,6	-1,9	-7,3	-0,9	-1,0
+0,2	-2,0	+0,1	-0,4	-0,4	-0,2	-1,7	-7,5	-0,7	-0,2

температуры ($0,6-1,0^\circ$ на $1,5 \text{ м}$) и большая скорость ветра ($9-12 \text{ м/сек}$). На Барьере Сомнений величины больше $0,200 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$ наблюдались чаще, чем на Ледораздельной, что и объясняет очень большую отрицательную величину суммы турбулентного потока тепла за июль на станции Барьер Сомнений. Максимальный отрицательный средний месячный теплопоток был по-

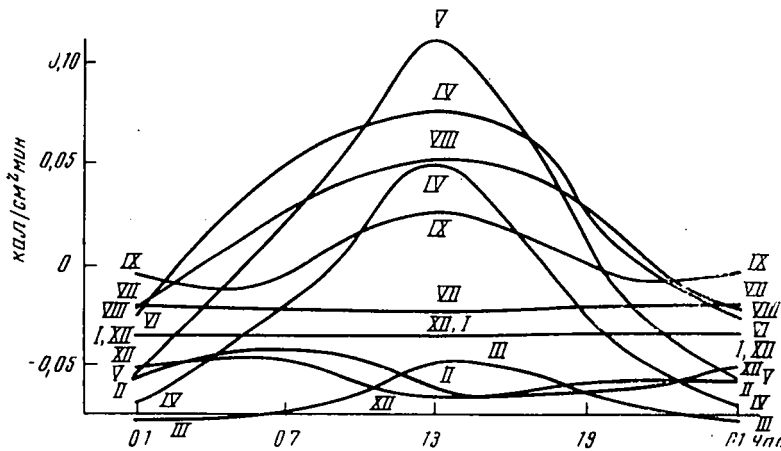


Рис. 27. Суточный ход турбулентного потока тепла на станции Ледораздельная в разные месяцы (обозначенные римскими цифрами)

лучен в 0 час в марте 1958 г. и равнялся $-0,077 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Он связан с наибольшим средним месячным градиентом температуры, равным $0,6^\circ$ на $1,5 \text{ м}$.

Максимальные положительные потоки, рассчитанные по градиентным наблюдениям, меньше отрицательных и составляют $0,050-0,060 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Они отмечены в июне на обеих станциях. Почти все большие значения положительных теплопотоков были при пасмурной погоде и сильных ветрах ($8-10 \text{ м/сек}$). Из средних месячных положительных теплопотоков максимум отмечался в 13 час в мае и составил $0,111 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Он связан с большим температурным градиентом ($0,5^\circ$ на $1,5 \text{ м}$) и значительной средней месячной скоростью ветра (7 м/сек на уровне 1 м). Правда, возможно, что эта величина в действительности меньше вследствие погрешностей в измерении температуры поверхности. Именно в мае таких погрешностей больше всего из-за обилия ясных дней и высокого солнца с интенсивной прямой радиацией.

Суточный ход турбулентного потока тепла на станции Ледораздельная с ноября по январь почти не выражен, значения P отрицательные и амплитуда их мала (рис. 27). В апреле с наступлением весны температурные градиенты в приземном слое воздуха днем (в 13 час) переходят через нуль, меняя знак. В результате в середине дня турбулентный поток тепла оказывается направленным от поверхности, хотя в течение большей части суток он остается отрица-

тельным. В мае — июне период с положительными температурными градиентами становится длиннее и отрицательный поток в среднем месячном выводе преобладает только ночью (в 0 час). В эти месяцы, в связи со все увеличивающимся поступлением солнечной радиации, бывают наибольшие положительные температурные градиенты в слое 0,5—2,0 м и наибольшие положительные средние месячные потоки тепла. Отрицательные потоки турбулентного теплообмена уменьшаются от месяца к месяцу, максимальная амплитуда суточного хода P отмечена в мае.

В июле во всех частях ледникового покрова идет таяние, и в нижних слоях воздуха устанавливается постоянная инверсия. В течение круглых суток турбулентный поток направлен вниз и в среднем за месяц суточного хода не показывает.

В августе, с прекращением снеготаяния, температурный градиент, а вместе с ним и турбулентный поток тепла в дневные часы вновь меняет знак. Средняя месячная интенсивность P , так же как в мае — июне, имеет хорошо выраженный суточный ход, с максимумом в околополуденное время и отрицательными значениями в околополуночное время. В сентябре уменьшается продолжительность положительных градиентов вследствие ослабления прямой солнечной радиации и уменьшения количества часов солнечного сияния. Отрицательные и положительные температурные градиенты взаимно компенсируются, и большую часть суток теплоток близок к нулю или имеет слабо отрицательные значения, оставаясь положительным лишь в 13 час.

С октября — ноября вновь устанавливается зимний режим турбулентного теплообмена.

Турбулентный влагообмен (LE)

Месячные величины испарения или конденсации (E) мы определяли по формуле А. Р. Константинова [92], которая позволяет делать расчет только по данным метеонаблюдений за скоростью ветра и абсолютной влажностью в слое 0,0—0,2 м.

Из общих метеорологических наблюдений известна абсолютная влажность на уровне 2 м. Легко определить абсолютную влажность на уровне подстилающей поверхности, так как известно, что над водными, снежными и ледяными поверхностями упругость водяного пара почти равна максимальной упругости при данной температуре. В табл. 43 представлены месячные величины испарения и конденсации, рассчитанные методом А. Р. Константинова.

Испарение и конденсация на ледниковом щите характеризуются сравнительно малыми величинами. Максимальная месячная сумма испарения наблюдалась в июне 1958 г. (12,3 мм на Ледораздельной и 17,4 мм на Барьере Сомнений). Максимум конденсации был в ноябре и составил около 15,0 мм на обеих станциях. Влагообмен имеет характерный годовой ход. Зимой конденсация преобладает над испарением. Это вызвано тем, что воздух над ледниковым щитом в этот период бывает насыщен и перенасыщен водяным паром.

Месячные и годовая суммы испарения (+)

Станция	1957 г.	1958 г.				
	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Ледораздельная	—6,2	—6,4	—5,6	—6,2	—13,5	+3,1
Барьер Сомнений	—4,3	—6,2	—5,9	—1,5	—7,2	+12,7

* Исходные данные получены косвенным путем.

Однако в силу того, что абсолютное содержание водяного пра в воздухе очень мало из-за низкой температуры, количество осадков от сублимации составляет в среднем несколько миллиметров за месяц. В переходные сезоны, с повышением температуры поверхности увеличивается влагосодержание приземной пленки воздуха, а относительная влажность нижнего слоя воздуха, напротив, понижается. В результате возникающего дефицита влажности испарение в этот период преобладает над конденсацией. Во время таяния конденсация наблюдается чаще, чем испарение, так как влажность воздуха, имеющего положительную температуру, обычно выше влажности у тающей поверхности снега или льда.

Кривая годового хода влагообмена приблизительно одинакова на всем ледниковом щите. Но в области аккумуляции величина сублимации в течение года больше, а испарение — меньше, чем в области абляции. В 1958 г. область аккумуляции по расчетам получила от сублимации на 50 мм влаги больше, чем потеряла ее от испарения. Это количество составляет 8—10% от величины выпавших атмосферных осадков. В области абляции количество осадков, полученное путем сублимации, составляет 15 мм, т. е. лишь около 4% от количества выпавших осадков.

Умножив приведенные в табл. 43 числа на скрытую теплоту испарения льда (680 кал/г), мы получим месячные суммы затрат тепла на испарение или его выделение при сублимации (LE) (табл. 44). Месячные величины LE не достигают больших значений. Они, как правило, меньше величин P . В годовом балансе тепла доля теплоты конденсации в нижней зоне ледника незначительна — в 1958 г. она составила всего 1,0 ккал/см², или 12% от общего прихода тепла. В верхней зоне приход тепла от сублимации значительно больше — 3,2 ккал/см², или 31%.

Теплообмен между толщей ледника и его поверхностью

Тепловые потоки в толще ледника (A) меняются в течение года по направлению. Зимой (с сентября по май) теплоток все время направлен к поверхности (отрицательный поток) и толща ледника охлаждается. С мая по август тепловой поток имеет положительный знак, он направлен через поверхность к нижележащим слоям ледника, которые постепенно прогреваются.

В период абляции в составляющую теплового баланса A входит величина расхода тепла на таяние снега и льда. Как видно из табл. 45, эта составляющая является самой большой величиной из всех других теплоток. Подробно теплоток в толще ледникового покрова рассматриваются в главе VII. Здесь же мы остановимся только на величине месячных сумм теплообмена толщи с поверхностью, которые необходимы для замыкания уравнения теплового баланса.

Месячные суммы теплоток (табл. 45) мы определили по изменению теплосодержания активного слоя ледниковой толщи. Для весенне-летнего периода, когда прогревание толщи идет и сверху, через поверхность, и снизу,

Таблица 4

и конденсации (—) на ледниковом покрове (в мм)

1958 г.								1959 г.	
Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль
+12,3	-3,5	+4,6	-7,5	-2,8	-15,0	-6,2	-46,7	-6,0	-9,5
+17,4	-3,4	+2,8	0,0	-2,2	-15,0	-6,5	-15,0	-7,4	-15,7

Месячные и годовая суммы тепла от испарения (+)

Станции	1957 г.	1958 г.					
	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	
Ледораздельная	—0,4	—0,4	—0,4	—0,4	—0,9	+0,2	
Барьер Сомизний	—0,3	—0,4	—0,4	—0,1	—0,5	+0,9	

Месячные и годовая суммы теплотопоков

Станции	1958 г.				
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Ледораздельная	—0,2	—0,3	—0,2	—0,1	0,0
Барьер Сомизний	(—0,2) **	(—0,3) **	(—0,2) **	(—0,1) **	(0,0) **

* Получены из уравнения теплового баланса (как остаточный член).

** Приняты равными наблюдаемым на станции Ледораздельной (наблюдений на станции Здесь и далее в скобках приведены недостаточно точные данные).

от слоя нулевой амплитуды, из общего изменения теплосодержания мы вычли поток снизу, рассчитав его по формуле Фурье. Однако этим методом можно пользоваться только тогда, когда температура в леднике отрицательная. В период таяния и после него, когда в ледниковой толще отмечается нулевая температура, указывающая на присутствие талой воды, этот способ применять нельзя, так как он не учитывает теплоты кристаллизации. В период абляции расход тепла на таяние можно получить умножением величины стаивания льда или снега на скрытую теплоту плавления (см. главу VI). После периода таяния ледниковая толща пропитана талой водой, которая постепенно замерзает, выделяя теплоту кристаллизации. Определить ее невозможно, так как неизвестно количество талой воды. Поэтому для августа и сентября величину теплопотока можно было вычислить лишь как остаточный член в уравнении теплового баланса.

Отрицательный теплоток, направленный из глубинных слоев к поверхности (поскольку температура поверхности ниже температуры ледниковой толщи), осуществляется молекулярной теплопроводностью. Его величина колеблется от 0,1 до 0,5 ккал/см²·мес, чаще всего повторяется величина 0,2. Этот приход тепла снизу лишь на 10% (в годовом выводе) восполняет потерю тепла поверхностью щита вследствие эффективного излучения.

Положительный теплоток отмечается лишь в течение двух месяцев в области аккумуляции и примерно трех-четырех месяцев (в отдельные годы) в области абляции. За этот короткий отрезок времени в 1958 г. в толщу ледника через его поверхность пришло больше тепла, чем его потерялось во все остальное время года. При этом в фирновой области деятельный слой прогревался главным образом тальми водами. Сток талых вод незначителен и почти все тепло, затраченное на таяние, осталось в фирново-ледяной толще. За 1958 г., в результате теплообмена между толщей ледникового покрова и его поверхностью, деятельный слой области аккумуляции получил, по нашим расчетам, на 0,4 ккал/см² тепла больше, чем потерял. Это тепло могло уйти с внутри-

Таблица 44

или конденсации (—) на ледниковом покрове (в ккал/см²)

1958 г.								1959 г.	
Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль
+0,8	—0,2	+0,3	—0,5	—0,2	—1,0	—0,4	—3,2	—0,4	—0,6
+1,2	—0,2	+0,2	0,0	—0,1	—1,0	—0,4	—0,8	—0,5	—1,1

Таблица 45

в толще ледникового покрова (в ккал/см²)

1958 г.								1959 г.	
Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль
+0,2	+2,9	(—0,7) *	(—0,3) *	—0,2	—0,2	—0,5	+0,4	—0,4	—0,2
+1,2	+7,5	+0,3	—0,0	—0,1	—0,3	—0,5	(+7,3)	—0,4	—0,2

Барьер Сомнений в эти месяцы не было).

ледниковым стоком. Накопиться в толще ледникового щита оно не могло, так как вся толща к концу таяния приняла нулевую температуру.

В области абляции прогрев ледяной толщи осуществляется молекулярной теплопроводностью вследствие наличия температурного градиента: 0° на поверхности — отрицательная температура в глубине. Талые воды полностью стекают по уклону ледниковой поверхности и уносят с собой теплоту таяния. В 1958 г. тепло таяния в июне составляло 0,6 ккал/см², в июле — 6,3 ккал/см² (эти величины включены в месячные суммы табл. 45). Мы не имеем возможности подсчитать за 1958 г. сумму теплообмена в толще ледника для области абляции по данным наблюдений, так как измерение температуры льда здесь было начато только в июне 1958 г.

Принимая теплотокки снизу на станции Барьер Сомнений равными соответствующим теплотоккам на станции Ледораздельная (возможность такого допущения подтверждается имеющимися параллельными наблюдениями), можно полагать, что превышение положительных потоков тепла над отрицательными составило в 1958 г. 7,3 ккал/см². Это несколько больше количества тепла, затраченного на таяние и унесенного с поверхности стоком (6,9 ккал/см²). Из этого можно заключить, что запасы холода в толще ледника Шокальского уменьшились за это время. Данные измерения температуры льда в 1959 г. также указывают на небольшое прогревание толщи за время с июня 1958 г. по июнь 1959 г.

Проверить справедливость рассчитанных величин составляющих теплового баланса можно по замыканию уравнения. Сопоставление месячных сумм теплотокков с разным знаком показало, что в большинстве случаев получается хорошая сходимость (табл. 46). Для зимы, и особенно для лета (июнь — июль), замыкание уравнения теплового баланса вполне удовлетворительное. Расхождение между значением радиационного баланса и всеми остальными составляющими теплового баланса в эти месяцы обычно равно 0,1—0,3 ккал/

Сопоставление измеренных величин радиационного баланса (R) с вычисленными (R') по уравнению теплового баланса ($R = P + LE + A$)
(в ккал/см²)

Характеристика	1957 г.	1958 г.														1959 г.	
	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	Январь	Февраль	
Станция Ледораздельная																	
R	-2,4	-1,4	-2,3	-2,2	-1,5	-0,2	+1,8	+2,2	+0,2	-0,5	-1,6	-1,6	-2,5	-9,6	-1,9	-1,6	
P	-1,5	-1,0	-1,5	-2,1	-0,6	+0,5	+0,6	-0,6	+0,3	+0,3	-1,0	-0,6	-1,9	-7,2	-0,9	-1,0	
LE	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,9	+0,2	+0,8	-0,2	+0,3	-0,5	-0,2	-1,0	-0,4	-3,2	-0,4	-0,6	
A	—	-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	0,0	+0,2	+2,9	(-0,7) **	(-0,3) **	-0,2	-0,2	-0,5	+0,4	-0,4	-0,2	
R'	—	-1,6	-2,2	-2,7	-1,6	+0,7	+1,6	+2,1	(+0,2)	(-0,5)	-1,4	-1,8	-2,8	-10,0	-1,7	-1,8	
$\Delta = R - R'$	—	0,2	0,1	0,5	0,1	-0,9	0,2	0,1	—	—	-0,2	0,2	0,3	0,4	-0,2	0,2	
Станция Барьер Сомнений																	
R	-1,8	-1,5	-2,1	-2,2	-1,1	+0,2	+2,6	+5,5	+0,4	-0,5	-0,7	-1,2	-2,5	-3,1	-1,6	-1,4	
P	-1,8	-1,0	-1,6	-0,6	-0,4	+0,5	+0,2	-2,0	+0,1	-0,4	-0,4	-0,2	-1,7	-7,5	-0,7	-0,2	
LE	-0,3	-0,4	-0,4	-0,1	-0,5	+0,9	+1,2	-0,2	+0,2	0,0	-0,1	-1,0	-0,4	-0,8	-0,5	-1,1	
A_H^*	—	(-0,2)	(-0,3)	(-0,2)	(-0,1)	(0,0)	+0,6	+1,2	+0,3	-0,0	-0,1	-0,3	-0,5	(+0,4)	-0,4	-0,2	
A_T^*	—	—	—	—	—	—	+0,6	+6,3	—	—	—	—	—	+6,9	—	—	
R'	—	-1,6	-2,3	-0,9	-1,0	+1,4	+2,6	+5,3	+0,6	-0,4	-0,6	-1,5	-2,6	-1,0	-1,6	-1,5	
$\Delta = R - R'$	—	0,1	0,2	-0,3	-0,1	-1,2	0,0	0,2	—	—	-0,1	0,3	0,1	2,1	0	0,1	

* A_H — затрата тепла на нагревание нижележащих слоев, A_T — затрата тепла на таяние.

** Величина A получена из уравнения теплового баланса как остаточный член.

Месячные и годовые суммы составляющих теплового баланса поверхности ледника за 1958 г. (в ккал/см²)
(исправленные по уравнению теплового баланса)

Характеристика	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Приток тепла		Отток тепла		Сумма
													ккал/см²	%	ккал/см²	%	
Станция Ледораздельная																	
<i>R</i>	-1,4	-2,3	-2,2	-1,5	-0,2	+1,8	+2,2	+0,2	-0,5	-1,6	-1,6	-2,5					-9,6
в том числе:																	
<i>R_к</i>	0,0	0,0	0,4	1,3	2,9	3,0	3,4	1,7	0,5	0,1	0,0	0,0	13,3	46,2			
<i>J</i>	1,4	2,3	2,6	2,8	3,1	1,2	1,2	1,5	1,0	1,7	1,6	2,5			22,9	79,5	
<i>P</i>	-0,7	-1,7	-1,7	-0,6	-0,1	+0,7	-0,5	+0,6	+0,3	-0,8	-0,6	-1,8	-8,5	29,5	+1,6	5,5	-6,9
<i>LE</i>	-0,5	-0,3	-0,3	-0,8	-0,1	+0,9	-0,2	+0,3	-0,5	-0,6	-0,8	-0,2	-4,3	14,9	+1,2	4,2	-3,1
<i>A</i>	-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	0,0	+0,2	+2,9	(-0,7)	(-0,3)	-0,2	-0,2	-0,5	-2,7	9,4	+3,1	10,8	+0,4
Баланс													28,8	100,0	28,8	100,0	
Станция Барьер Сомнений																	
<i>R</i>	-1,5	-2,1	-2,2	-1,1	+0,2	+2,6	+5,5	+0,4	-0,5	-0,7	-1,2	-2,5					-3,1
в том числе:																	
<i>R_к</i>	0,0	0,0	0,6	1,6	3,4	3,4	7,1	2,1	0,7	0,1	0,0	0,0	19,0	57,5			
<i>J</i>	1,5	2,1	2,8	2,7	3,2	0,8	1,6	1,7	1,2	0,8	1,2	2,5			22,1	67,0	
<i>P</i>	-0,9	-1,4	(-1,5)	-0,5	+0,1	+0,2	-1,8	+0,1	-0,2	-0,4	-0,2	-1,6	-8,5	25,8	+0,4	1,2	-8,1
<i>LE</i>	-0,4	-0,4	(-0,5)	-0,5	+0,1	+1,2	-0,2	+0,5	0,0	-0,2	-0,7	-0,4	-3,3	10,0	+1,8	5,4	-1,5
<i>A</i>	(-0,2)	(-0,3)	(-0,2)	(-0,1)	(0,0)	+1,2	+7,5	(-0,2)	(-0,3)	-0,1	-0,3	-0,5	-2,2	6,7	+8,7	26,4	+6,5
Баланс													33,0	100,0	33,0	100,0	

см²·мес. Наибольшие невязки, которые даже невозможно разнести, получены для мая. Мы предполагаем, что в мае нельзя было правильно рассчитать величины P и LE из-за частой смены знака градиентов температуры и влажности. Кроме того, из-за обилия ясных дней и высокого стояния солнца показания термометра на поверхности были завышены под действием прямой солнечной радиации. Поэтому сумму $P + LE$ мы определили как остаточный член уравнения теплового баланса, а затем разделили ее пропорционально P и LE . В целом за 1958 г. разность между приходными и расходными статьями баланса в области аккумуляции составила 0,5 ккал/см², или 5% от величины радиационного баланса. Этот результат можно считать вполне приемлемым, так как допустимая ошибка в определении радиационного баланса равна 15%. Составляющие годового баланса в области абляции определены менее точно, но за отдельные месяцы (кроме мая), когда были измерены все составляющие теплового баланса, получены также удовлетворительные результаты.

В табл. 47 приведены месячные суммы составляющих теплового баланса с разнесением невязок между величинами тепло- и влагообмена пропорционально их значениям. Величины радиационного баланса и теплопотока во льду мы считаем измеренными более достоверно. В августе и сентябре поток в толще ледника определен как остаточный член по вышеуказанным причинам.

В полярную ночь или месяцы, когда радиационный баланс отрицателен, уходящая радиация компенсируется притоком тепла из атмосферы в результате турбулентного тепло- и влагообмена (86%) и притоком тепла снизу (14%). В переходные месяцы (июнь, август), когда таяние еще не началось или почти прекратилось, а радиационный баланс положителен, основной расходной статьей являются теплообмен с атмосферой и испарение. В период абляции все поступающее тепло от солнца и из атмосферы расходуется на таяние и прогревание толщи льда.

В целом за год в тепловом балансе деятельной поверхности ледникового покрова ведущая роль принадлежит лучистой энергии (табл. 47). В приходе тепла на долю поглощенной радиации в центральной части покрова падает 46%, 30% поступает в результате турбулентного теплообмена с атмосферой; 15% от тепла сублимации; 9% — от притока тепла снизу. Поступающее за год тепло расходуется главным образом на эффективное излучение (80%), 11% идет на таяние и прогревание фирново-ледяной толщи, 5% — на теплообмен с атмосферой и 4% — на испарение.

В результате теплообмена с атмосферой толща ледникового щита в 1958 г. получила через поверхность больше тепла, чем его потеряла. В области абляции это вызвало небольшое повышение температуры ледника, а основной избыток тепла ушел со стоком. В более холодные годы происходит понижение температуры ледниковой толщи. В области аккумуляции в период наблюдений экспедиции Института географии весь деятельный слой к концу таяния принимал нулевую температуру. Поскольку фирновая толща не может прогреться выше нуля, то всякое превышение прихода тепла над расходом должно вызывать увеличение талого стока. Сохранение условий теплообмена такими, какими мы их наблюдали в 1958 г., должно привести к увеличению расхода вещества на ледниковом покрове.

Глава V

ПИТАНИЕ ЛЕДНИКОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Снегонакопление вообще, а на Новой Земле в особенности зависит главным образом от силы и направления ветра, а также от количества выпадающих осадков, рельефа и условий погоды во время и после снегопадов. На ледниках Новой Земли высота снежного покрова особенно быстро растет в переходные периоды: осенью (по наблюдениям 1957 г. — в сентябре—октябре, в 1958 г. — в августе — сентябре) и весной (по наблюдениям 1958 и 1959 гг. — в мае—июне). В эти периоды в Русской Гавани преобладали западные влажные и относительно теплые ветры (от -10 до -15°), сопровождавшиеся обильными снегопадами. Наоборот, ветры южного направления (бора), достигавшие наибольшей силы в середине зимы, лишь уплотняли снег, а частью сдували его и перекладывали. Зимой 1957/58 г. на леднике Шокальского снег сдувался с поверхности почти целиком, оставаясь лишь в виде отдельных пятен; аналогичная картина наблюдалась и на участках суши, свободных от ледника на побережье Русской Гавани.

Количество осадков

Сведения о количестве осадков по наблюдениям экспедиции МГГ приводятся в табл. 48. Наиболее надежна оценка суммы осадков на ледоразделе. Она основывается на измерении зимнего снегонакопления по рейкам на снегомерной площадке станции Ледораздельная и в маршрутах; снегонакопление составляет здесь основную долю всей суммы осадков. По карте в изолиниях наибольшего снегонакопления за зиму 1958/59 г., построенной по данным маршрутных снегомерных съемок (рис. 28), средняя его величина в области питания оказалась равной 68 г/см^2 (против 61 г/см^2 на снегомерной площадке станции Ледораздельная). Эта величина была принята за сумму зимних осадков в области питания. Осадки периода таяния приняты равными 23 г/см^2 , т. е. двухкратной величине суммы осадков за то же время в Русской Гавани ($11,5 \text{ г/см}^2$), что приблизительно соответствует соотношению, наблюдавшемуся за время одновременных наблюдений на станциях Ледораздельная и Русская Гавань. Зимнее снегонакопление по наблюдениям 1957/58 г. на снегомерной площадке станции Ледораздельная (46 г/см^2) было увеличено в том же отношении, что и в 1958/59 г., и сумма зимних осадков в области питания принята равной 51 г/см^2 . Осадки периода таяния (4 г/см^2) были измерены осадкомером.

Оценка количества осадков на станции Барьер Сомнений основывается на сопоставлении измерений снегонакопления и переноса снега ветром (см. табл. 49). Количество осадков на побережье определено по осадкомеру Третьякова в бухте Володькиной; при этом из измеренных величин исключался снег, заносимый в осадкомер ветром [215].



1



2



3



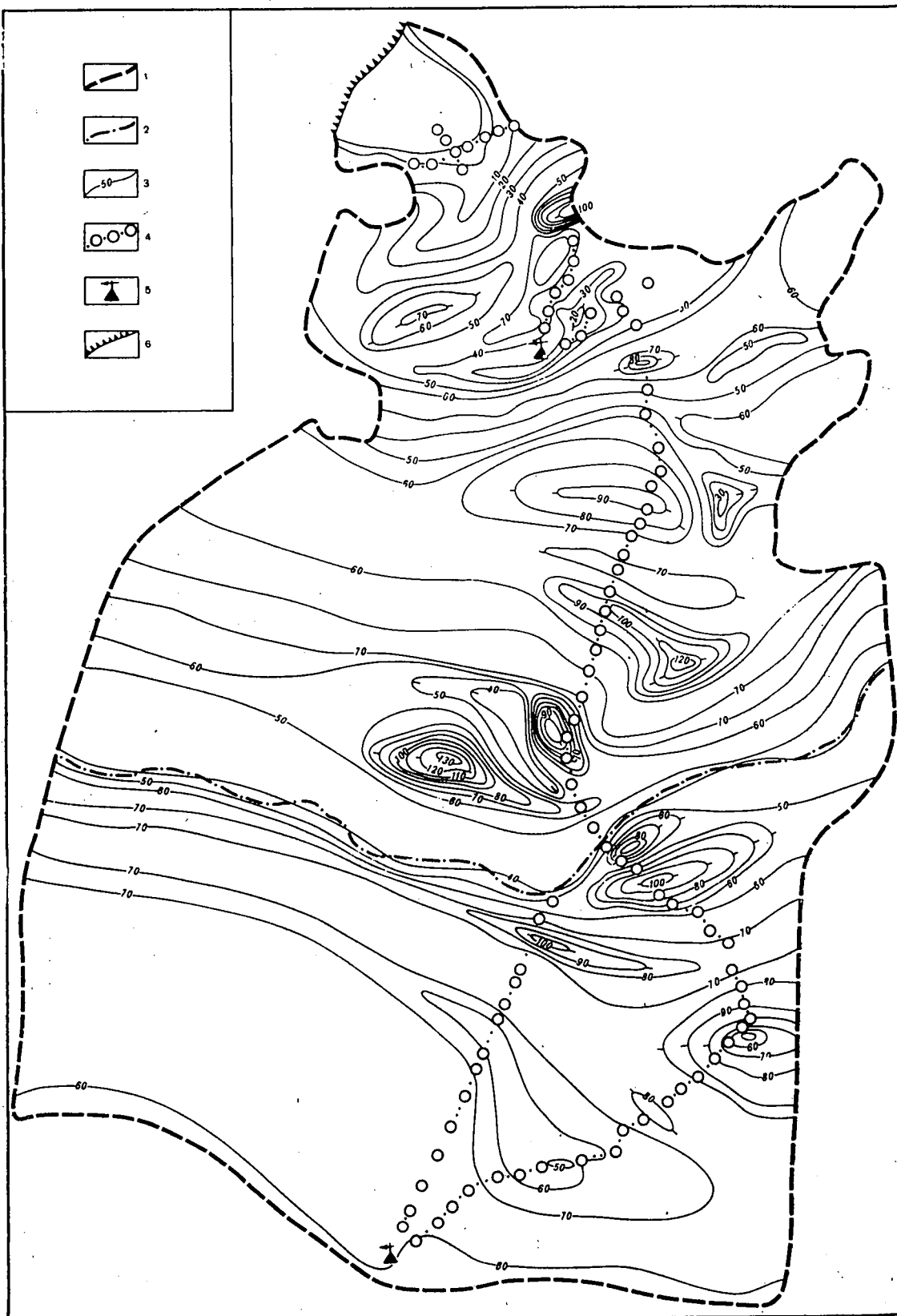
4



5



6



Суммы осадков по наблюдениям Новоземельской гляциологической экспедиции МГГ
(в $\text{г}/\text{см}^2$)

Годы	Станции	Суммы осадков			Продолжительность	
		за год	за зиму	за лето	периода снегонакопления (зима)	периода таяния (лето)
1957/58	Ледораздельная	55	51	4	5 сентября — 10 июля	11—31 июля
	Барьер Сомнений	33	28	5	13 сентября — 22 июня	23 июня — 12 августа
	Бухта Володькина (Русская Гавань)	22	13,5	8,5	15 сентября — 22 июня	23 июня — 7 сентября
1958/59	Ледораздельная	91	68	23	1 августа — 17 июня	18 июня — 31 августа *
	Барьер Сомнений	62	47	15	13 августа — 13 июня	14 июня — 31 августа *
	Бухта Володькина (Русская Гавань)	32	18	14	8 сентября — 10 июня	11 июня — 10 сентября **

* 31 августа — дата условная; наблюдения на ледниковых станциях были прекращены, но судя по ходу температуры воздуха в Русской Гавани и наблюдениям за снелёгивающим снегом во время маршрута 24 августа, таяние на леднике прекратилось около 15 августа, после чего выпал снег, и вновь возобновилось в последней декаде этого месяца.

** Также условная дата — дата окончания работ экспедиции.

По прямой связи суммы зимних осадков со средней зимней температурой воздуха (см. ниже) среднее количество осадков в области питания ледника Шокальского за 1896—1915 гг. оказывается равным $60\text{--}70 \text{ г}/\text{см}^2$, а среднее за 1935—1959 гг. — $100\text{--}110 \text{ г}/\text{см}^2$. Таким образом, ледник Шокальского во время МГГ получал приблизительно столько же осадков, сколько в среднем до потепления Арктики, но находился в условиях пониженного питания по сравнению с последним тридцатилетием.

В питании ледника помимо твердых и жидких осадков, выпадающих из облаков, принимают участие также иней и изморозь. В верхней зоне ледникового покрова разные предметы (вехи, метеорологические будки, столбы флюгеров, выступы на крышах домов и т. п.) обрастали кристаллами сублимационного льда. Иней и изморозь осаждались также на поверхности ледника, особенно на бровках застрогов. В результате специальных измерений [50] получено, что на станции Ледораздельная рост инея в период его осаждения составил в среднем за сутки $0,1 \text{ мм}$ слоя воды (максимум — $0,2 \text{ мм}$). Исходя из сказанного и считая, что осаждение инея и изморози на поверхности снега происходит в течение примерно 50 дней в году, получаем, что общее их количество за год составляет 10 мм , т. е. не более $2\text{--}3\%$ годового снегонакопления.

Метелевый перенос

В районе Новой Земли циклоническая деятельность очень интенсивна. Поэтому на новоземельских ледниках и побережье очень часты сильные метели и поземки. Им принадлежит важная (хотя и не решающая) роль в снегонакоп-

Рис. 28. Снегонакопление за зиму 1958/59 г. на леднике Шокальского и питающей его части ледникового покрова по снегомерной съемке 12—16 июня

Изолинии через $10 \text{ г}/\text{см}^2$; 1 — границы ледника и его области питания; 2 — фирновая граница 1959 г.; 3 — линии равного снегонакопления; 4 — створы снегомерных вех; 5 — ледниковые станции; 6 — обрыв ледника в море

лении и формировании снежного покрова. Сильные ветры (свыше 15 м/сек) в районе Русской Гавани могут быть в любой месяц года, причем 10% всего времени дует новоземельская бора. Скорость ветра во время боры превышает 15—20 м/сек, а порою достигает силы урагана (30—40 м/сек и более). Такой ветер обычно продолжается 2—3 суток. Ураганные ветры на станции Ледораздельная и на обширном ледораздельном пространстве — редкое явление. Сильные ветры начинаются здесь, как правило, позднее и заканчиваются раньше, чем на леднике Шокальского и на побережье Русской Гавани.

Перенос отложенного снега на леднике начинается обычно при скорости ветра 5—7 м/сек. При увеличении скорости ветра до 12—15 м/сек и более поземка перерастает в низовую метель, причем часто представляется весьма затруднительным отличить низовую метель от общей (метели с выпадением осадков). Метелевый перенос наблюдался во все месяцы года, за исключением кратковременных периодов таяния продолжительностью не более 20—30 дней.

В районе станции Ледораздельная толща сезонного снега в период таяния настолько уплотнялась и пропитывалась талой водой, дождем и моросью, а также скреплялась многочисленными ледяными корками, что даже самый сильный ветер не был в состоянии поднять и перенести снег. Сравнительная характеристика метелевых явлений и снегопадов на ледниковых станциях представлена в табл. 49.

Таблица 49

Характеристика метелей и снегопадов на ледниковых станциях Ледораздельная и Барьер Сомнений

Виды явлений	Ледораздельная		Барьер Сомнений	
	1957/58 г.	1958/59 г.	1957/58 г.	1958/59 г.
Продолжительность метелей и снегопадов*				
Позёмки и низовые метели	1788/32	579/15	162/3	218/4
Метели-вьюги**	478/8	385/10	2023/35	1613/29
Общие метели	634/12	816/21	610/10	936/16
Всего метелей	2897/52	1787/46	2795/48	2767/43
Снегопады	587/10	817/21	1362/23	1449/26
Преобладающие ветры во время метелей и снегопадов и их средняя скорость, м/сек				
Позёмки и низовые метели	СЗ/9	СЗ/9	Ю/13	Ю/12
Метели-вьюги	СЗ/13	СЗ/14	ЮВ/23	Ю/18
Общие метели	СЗ/10	СЗ/9	З/9	З/11
Снегопады	СЗ/6	СЗ/6	Ю/3	СЗ/4

* В числителе — часы, в знаменателе — проценты всего времени наблюдений. Наблюдения производились: на станции Ледораздельная зимой 1957/58 г. — с 21 ноября по 10 июля (232 дня или 5568 ч.), зимой 1958/59 г. — с 1 августа по 20 сентября и с 12 ноября по 28 февраля (160 дней или 3840 ч.); на станции Барьер Сомнений зимой 1957/58 г. — с 22 октября по 21 июня (243 дня или 5832 ч.), зимой 1958/59 г. — с 1 августа по 24 сентября и с 1 ноября по 30 апреля (236 дней или 5664 ч.).

** Такие метели, когда невозможно различить, идет ли снег, или он лишь поднимается и переносится ветром.

Особенности переотложения снега связаны прежде всего с направлением и силой господствующих ветров. На склоне ледникового покрова к Баренцеву морю (рис. 29) преобладают юго-юго-восточные ветры, дующие вниз по склону (бора). Розы ветров на станции Барьер Сомнений не отличаются по характеру от роз, построенных за то же время по наблюдениям станции Русская Гавань. Сравнение же роз ветров за многолетний период наблюдений в Русской Гавани с розами ветров 1957/58 и 1958/59 гг. (см. главу III) показывает, что их общий характер не меняется и преобладание южных и юго-юго-

восточных ветров не является особенностью, присущей только этим годам. Поэтому перенос снега ветром вниз по склону должен наблюдаться ежегодно.

В районе станции Барьер Сомнений в течение большей части зимы 1957/58 г. (за исключением двух последних месяцев) ветры сносили с поверхности ледника Шокальского почти все выпадающие твердые осадки, зимой 1958/59 г. метелевый перенос был не таким большим. Суммарный перенос снега вниз

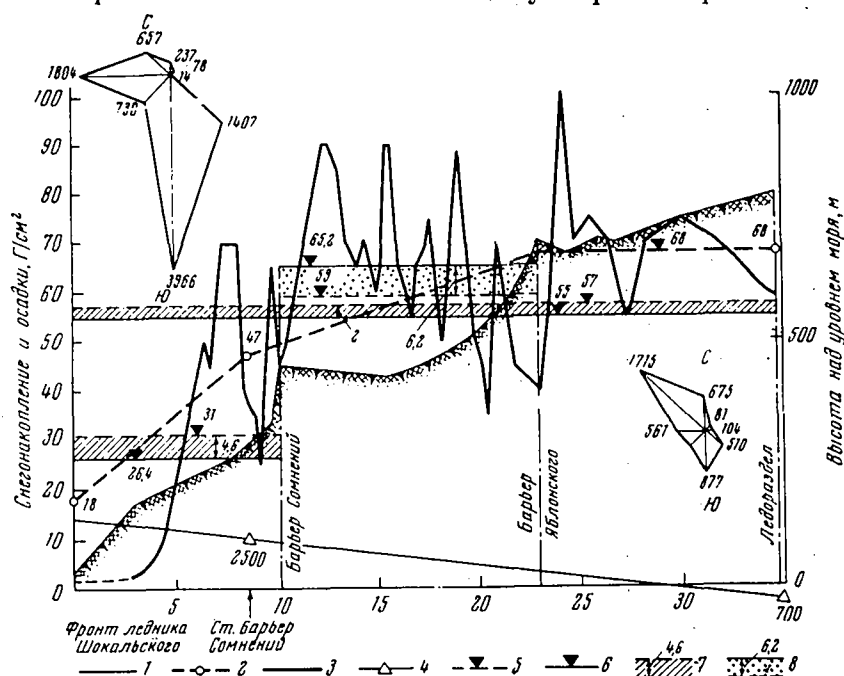


Рис. 29. Осадки, снегонакопление и перенос снега ветром на склоне ледникового покрова к Баренцеву морю от ледораздела до Русской Гавани за зиму 1958/59 г.

Слева — роза ветров станции Барьер Сомнений, справа — роза ветров станции Ледораздельная (цифры показывают суммы скоростей ветра каждого румба в м/сек); 1 — поверхность ледникового покрова; 2 — кривая изменения зимних осадков с высотой, у точек суммы осадков за зиму (г/см²); 3 — кривая изменения снегонакопления (г/см²); 4 — прямая изменения метелевого переноса, у точек суммарный метелевый перенос за зиму по измерениям на станциях в тысячах г/см; 5 — средние суммы зимних осадков по участкам и вдоль всего профиля; 6 — средние величины снегонакопления по участкам и вдоль всего профиля; 7 — средний сток снега ветром на участках сноса и по всему профилю (г/см²); 8 — среднее отложение снега, перенесенного ветром, на участках отложения (г/см²)

по склону (с юго-юго-востока на северо-северо-запад) зимой 1957/58 г. (с 22 октября по 21 июня) был равен $530\,000\text{ т/км}$, зимой 1958/59 г. (с 1 августа по 31 мая) — $250\,000\text{ т/км}$ ¹. Метелевый перенос снега по месяцам, а также суммы осадков (по метеонаблюдениям и по данным о снегонакоплении) приводятся в табл. 50.

На ледораздельном пространстве южные ветры не достигают такой силы, как на склоне, хотя они и довольно часты; господствующими ветрами становятся северо-западные (см. рис. 29,), т. е. снег сносится в основном на карский склон. Абсолютные значения метелевого переноса здесь значительно меньше, чем в районестанции Барьер Сомнений; перенос происходит по разным направлениям, частично взаимно компенсируясь (табл. 51). Наблюдения на станции Ледораздельная велись лишь в течение части зимы, цифры за всю зиму получены путем умножения измеренного суммарного переноса на отношение

¹ Здесь и ниже все подсчеты переноса снега ветром выполнены по данным метелемерных наблюдений. Исходные материалы и методика подсчета рассмотрены в ранее опубликованной работе [222].

Таблица 50

Месячные суммы метелевого переноса, осадков и снегонакопления по наблюдениям станции Барьер Сомнений

Месяцы	Метелевый перенос, 10³ в/см	Осадки *, в/см²		Снегонакопление по рейкам, в/см*
		измеренные	принятые	
З и м а 1957/58 г.				
До 22 октября	Нет данных	Нет данных	4,3	+4,3
22—31 октября	353	0,3	0,3	—2,8
Ноябрь	594	1,1	1,1	+0,5
Декабрь	744	2,1	2,1	+0,5
Январь	1686	5,5	5,5	+0,4
Февраль	757	1,2	1,2	+0,6
Март	29	2,3	2,3	—0,7
Апрель	891	3,9	3,1	+1,0
Май	242	6,6	4,5	+3,0
1—21 июня	4	3,8	3,8	+4,3
За зиму	5300	26,8	28,2	+11,1 **
З и м а 1958/59 г.				
Август	—43 ***	10,6	10,6	+11,3
Сентябрь	80	4,4	4,4	+6,0
Октябрь	(46)	3,8	3,8	+2,5
Ноябрь	625	8,1	3,1	—0,6
Декабрь	799	3,0	1,4	—1,0
Январь	355	4,4	4,3	+2,2
Февраль	363	11,1	8,3	+6,8
Март	64	20,7	7,8	+0,2
Апрель	154	4,9	1,6	—1,5
Май	(57)	(3,1)	2,0	+4,1
За зиму	2500	74,1	47,3	+30,0

* Осадки измерялись осадкомером Третьякова. Приняты месячные суммы, уменьшенные за счет измерений во время сильных метелей, представлявших явно преувеличенными. В отличие от наблюдений в бухте Володькиной эти поправки во время наблюдений на леднике не делались, а внесены после. За периоды, когда метеорологические наблюдения не производились, осадки приняты равными снегонакоплению.

** Приведенная здесь величина [71, стр. 113], по-видимому, несколько занижена.

*** В августе преобладали ветры северо-западных румбов, переносившие снег в обратном направлении.

продолжительности зимы к продолжительности периода наблюдений. Общий перенос снега в направлении преобладающих северо-западных ветров подсчитан по формуле: $Q_{сз} = (Q_c - Q_{ю}) \cos 45^\circ + (Q_z - Q_{в}) \cos 45^\circ$, где Q_c , $Q_{ю}$ и т. д. — значения суммарного переноса ветрами соответствующего румба, взятые из табл. 51. За зиму 1957/58 г. он составил 58 000 т/км, за зиму 1958/59 г. — 72 000 т/км (в среднем 65 000 т/км за зиму). Ежемесячные величины метелевого переноса на Ледораздельной приводятся в табл. 52.

Чтобы определить количественно, какое значение имеет снос снега ветрами в балансе льда ледникового покрова, необходимо сравнить полученные величины переноса с осадками. Это можно сделать, рассмотрев баланс снежного

Таблица 51

Суммарный метелевый перенос по наблюдениям на станции Ледораздельная

Количество перенесенного снега	Метелевый перенос								Продолжительность зимы	Продолжительность периода наблюдений	Отношение продолжительности зимы к продолжительности периода наблюдений
	с С на Ю		с В на З		с Ю на С		с З на В				
	1 *	2 *	1	2	1	2	1	2			
Зима 1957/58 г.											
В т/км	36 240	48 000	9840	13 000	19 010	25 000	54 170	71 500	5 сентяб- ря — 10 июля	21 ноября — 10 июля	1,32
В % общей суммы по четырем направле- ниям		30		8		16		43			
Зима 1958/59 г.											
В т/км	31 310	62 620	3840	7 680	8 180	16 360	31 280	62 560	1 августа — 12 июня	1 августа — 20 сентября, 12 ноября — 28 февраля	2,0
В % общей суммы по четырем направле- ниям		42		5		11		42			
Средние за два года (с округлением)											
В т/км		56 000		10 000		21 000		68 000			
В % общей суммы по четырем направле- ниям		36		6		14		44			

* 1 — перенос снега за время наблюдений; 2 — перенос снега за всю зиму, полученный путем пересчета.

Таблица 52

Месячные суммы метелевого переноса, осадков и снегонакопления по наблюдениям на станции Ледораздельная

Месяцы	Метелевый перенос, 10^3 г/см				Осадки*, г/см*		Снегонакопление по рейкам, г/см*
	с С на Ю	с В на З	с Ю на С	с З на В	измеренные	принятые	

Зима 1957/58 г.

5 сентября — 17 ноября	Нет данных					13,2	13,2
18—30 ноября	33,1	8,5	8,7	0,0	0,1	0,1	1,8
Дскабрь	66,6	13,2	64,3	8,5	4,8	4,8	0,1
Январь	21,4	59,3	41,3	130,1	11,0	4,3	8,9
Февраль	1,5	0,0	19,7	4,8	4,0	3,4	1,8
Март	3,4	3,9	2,5	2,2	5,4	4,8	0,7
Апрель	29,4	3,4	13,4	46,2	9,1	5,7	—1,0
Май	143,0	0,2	25,5	101,9	16,4	1,7	7,4
Июнь	62,2	0,0	6,2	247,2	11,1	2,7	5,6
1—10 июля	1,8	9,9	8,3	0,8	1,8	1,7	7,1
За зиму	362,4	98,4	190,1	541,7	63,7	42,4	45,6

Зима 1558/59 г.

Август	167,4	0,0	0,1	96,7	17,5	10,7	5,6
1—20 сентября	12,0	0,0	1,6	0,9	4,2	4,2	5,9
21 сентября — 11 ноября	Нет данных					8,0	8,0
12—30 ноября	4,7	0,3	9,9	15,4	4,8	4,8	4,6
Декабрь	1,7	1,5	5,2	4,5	2,1	1,2	—0,3
Январь	3,7	36,1	7,5	17,2	4,3	2,2	1,6
Февраль	122,6	0,5	57,5	178,1	12,9	8,6	9,8
За август — февраль . . .	313,1	38,4	81,8	312,8	45,8	39,7	35,2
С 1 марта по 12 июня	Нет данных					26,1	26,1
За зиму						65,8	61,3

* См. примечания к табл. 50.

покрова по продольному профилю от ледораздела до фронта ледника Шокальского. На рис. 29 представлено изменение с высотой величин снегонакопления и суммарного метелевого переноса за зиму 1958/59 г. Снегонакопление получено по карте максимального снегозапаса, составленной по данным маршрутной снегомерной съемки (см. рис. 28). Средняя величина снегонакопления по профилю оказалась равной 55 г/см^2 . Суммарный метелевый перенос измерялся лишь в двух точках. Если принять его изменение линейным, то у фронта метелевый перенос за зиму составит $3\,500\,000 \text{ г/см}$ (снег сносится здесь в море в северо-северо-западном направлении), а на ледоразделе — $700\,000 \text{ г/см}$ (здесь снег сносится на карский склон в противоположном юго-восточном направлении). Таким образом, общий снос составляет $4\,200\,000 \text{ г/см}$ или при длине профиля 35 км снос $Z = \frac{4,2 \cdot 10^6}{3,5 \cdot 10^4} = 1,2 \text{ г/см}^2$. При подсчете метелевого переноса по метелемерам мы не вводили принятый в практике инженерных расчетов поправочный коэффициент 2. Если его ввести, то суммарный метелевый перенос составит $8,4 \cdot 10^3 \text{ г/см}$, а слой сноса $2,4 \text{ г/см}^2$, следовательно, средняя величина слоя осадков будет равна: $55 + 2,4 = 57,4 \text{ г/см}^2$.

Снос со всей поверхности, таким образом, не превышает 5% выпадающих осадков. Однако на отдельных участках ледникового покрова, в частности в

нижних частях выводных ледников, где снос снега ветром особенно велик, доля его в балансе поверхности может быть значительно больше. По ориентировочным подсчетам количество снега, сметаемого ветрами с поверхности ледника ниже Барьера Сомнений, достигло зимой 1957/58 г. 75 % количества выпавших здесь за зиму осадков. Зимой 1958/59 г. оно было вдвое меньше. Снос снега с ледораздела, по-видимому, не превышает 15 % количества осадков [222]. При принятом распределении осадков по продольному профилю (см. рис. 29) средняя их величина оказывается равной 54 г/см^2 . Она меньше рассчитанной по снегонакоплению и сносу (57 г/см^2) на 3 г/см^2 , т. е. приблизительно на 5 %.

Проведенный расчет предполагает, что перенос и отложение снега происходят лишь вдоль продольного профиля по направлению господствующих ветров. В действительности, ветры переносят снег не только вниз по склону, но и в боковых направлениях. Этим, в частности, объясняется значительное накопление снега между Барьером Яблонского и Барьером Сомнений при отсутствии (в среднем, по принятой схеме) сноса с вышележащего ледораздельного пространства. При расчете, по-видимому, допущено также некоторое преуменьшение средней величины осадков на ледоразделе, принятой равной средней величине снегонакопления. В действительности, осадки, возможно, несколько превышают снегонакопление ¹.

Итак, часть осадков, выпадающих в области питания Новоземельского ледникового покрова, сносится с ледораздела ветрами и переотлагается на склонах ледникового щита. Это несколько уменьшает накопление осадков в центральных частях ледникового покрова и увеличивает его по периферии области питания и в верхних зонах области абляции. Часть осадков, выпадающих на ледораздельном пространстве ледникового покрова, сносится ветрами на карский склон. Это выравнивает запасы снега, питающие оба склона ледникового покрова, без чего питание ледников карской стороны было бы менее благоприятным.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА ЛЕДНИКЕ ШОКАЛЬСКОГО И В ОБЛАСТИ ЕГО ПИТАНИЯ

В течение двух лет (1957—1959 гг.) на станции Ледораздельная велись стационарные исследования на опытной снегомерной площадке. Структура снежно-фирновой толщи описывалась, как правило, ежедекадно, но в отдельных случаях из-за непогоды такие перерывы увеличивались до 2—3 недель. Размеры снегомерной площадки $50 \times 50 \text{ м}$; она располагалась на ровном участке, по углам и середине сторон забуривались вехи. Измерения высоты снежного покрова по рейкам производились с 5 сентября 1957 г. по 24 августа 1959 г. Шурфы копали по углам и в середине площадки; при каждом описании структуры снега и фирна стенки шурфов постепенно «передвигались» в одном направлении. Аналогичные исследования снежного покрова проводились также и на двух снегомерных площадках станции Барьер Сомнений.

Маршрутные исследования сезонного снежного покрова и подстилающего слоя фирна проводились на межбарьерном и ледораздельном пространстве и на концевой части ледника Шокальского севернее станции Барьер Сомнений. Было установлено свыше 260 снегомерных вех по профилям общей длиной около 140 км (рис. 30). Наблюдения по вехам дополнялись шурфованием снежно-фирновой толщи и определением объемного веса сезонного снега. Основной снегомерный профиль проходил вдоль тракторной дороги от гурья МГТ (на правой боковой морене ледника Шокальского) до станции Ледораздельная. Профиль был смещен к востоку от оси ледника Шокальского, из-за чего распределение снега по поверхности ледника не было равномерно освещено наблюдениями.

¹ Если, например, принять сумму осадков за зиму 1958/59 г. на ледоразделе вместо 68 г/см^2 равной 75 г/см^2 , то средняя величина их по всему продольному профилю составила бы 57 г/см^2 , что как раз равно сумме среднего снегонакопления и сноса.

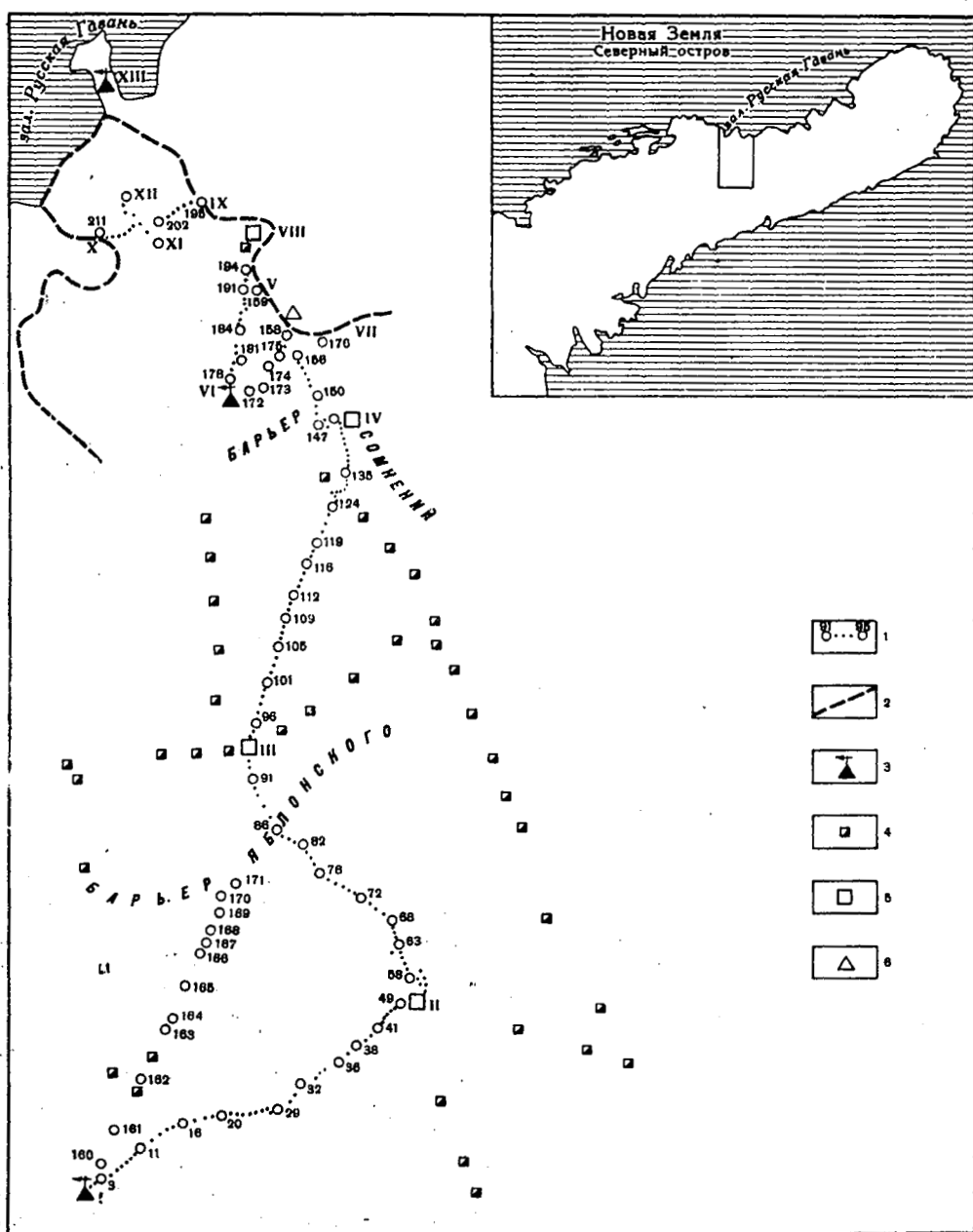


Рис. 30. Схема расположения снегомерных вех и шурфов на леднике Шокальского и прилегающей части Новоземельского ледникового покрова

1 — снегомерные профили, № вех; 2 — границы ледника; 3 — метеорологические станции; 4 — снежные шурфы вне снегомерных профилей; 5 — промежуточные пункты (балки); 6 — гурьи на боковой морене. I — станция Ледораздельная; II — балок Серпантин; III — балок Анахорет; IV — балок ЦАГИ; V — веха № 159; VI — станция Барьер Сомнения; VII — веха № 176; VIII — балок у оз. Усачева; IX — г. Ермолаева; X — высота 198; XI — веха № 212; XII — веха № 216; XIII — станция Русская Гавань

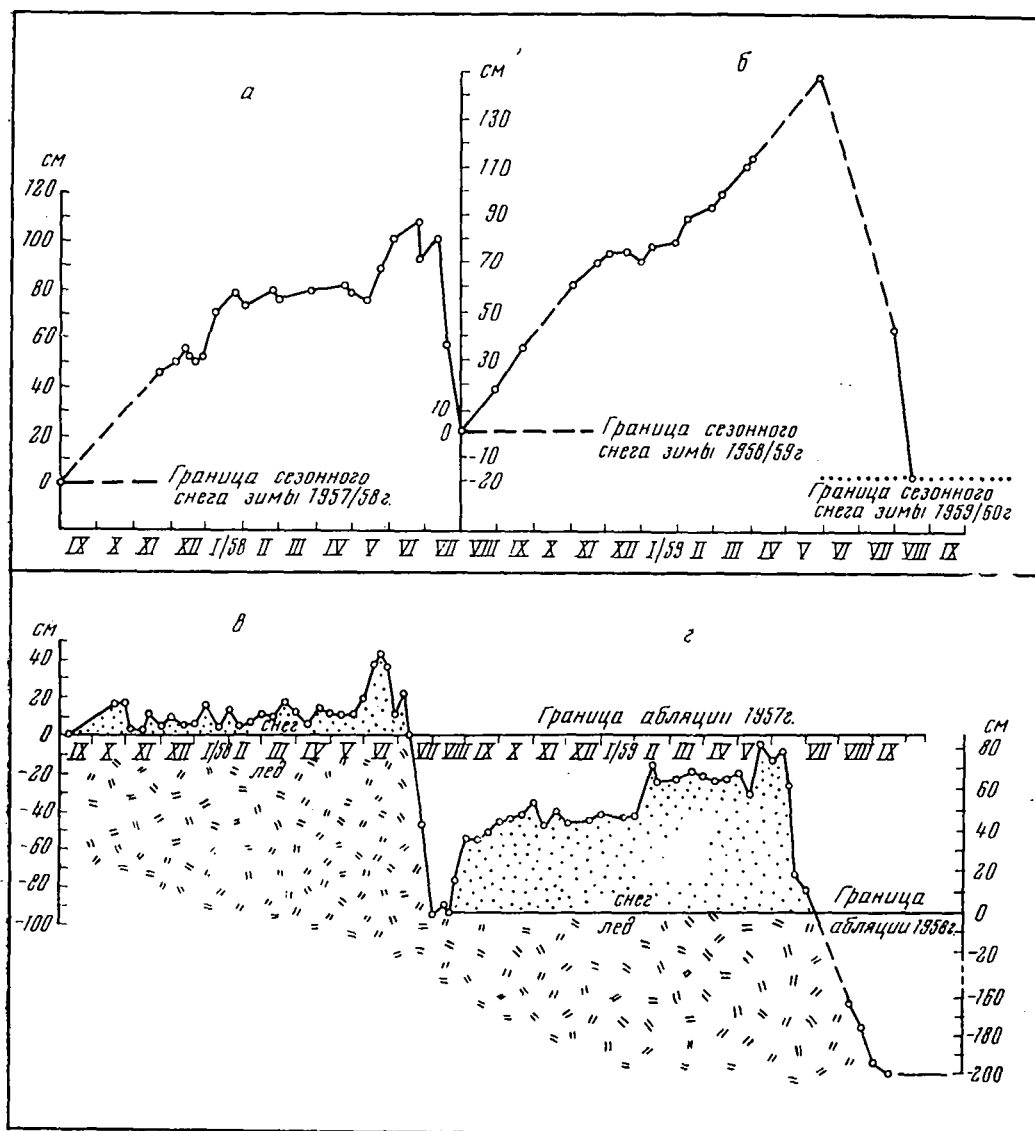


Рис. 31. Ход снегонакопления и таяния снега и льда по наблюдениям на станциях Ледораздельная и Барьер Сомнений за зимы 1957/58 г. и 1958/59 г.

Станция Ледораздельная: а — зима 1957/58 г.; б — зима 1958/59 г.; станция Барьер Сомнений: в — зима 1957/58 г.; г — зима 1958/59 г.

Область аккумуляции

Характерной особенностью области питания является довольно мощная фирновая толща (около 12 м), свидетельствующая о значительном снегонакоплении.

Измерение снегонакопления малоснежного 1957/58 г. в районе ледораздела покрова (между Русской Гаванью и заливом Благополучия) проводилось от поверхности ледника, отмеченной на 5 сентября 1957 г.¹ Начавшееся после 5 сентября снегонакопление непрерывно, хотя и неравномерно, возрастало (рис. 31). Если в первые 2—3 месяца сплошной снежный покров достиг тол-

¹ Отложение сезонного снега началось здесь, возможно, и несколько раньше, а именно во второй половине августа 1957 г., когда снег продолжал еще таять. В этом случае приптая высота сезонного снежного покрова в районе ледораздела в 1957/58 г. несколько занижена, но не более чем на 5—10 см, а водозапас (при плотности снега 0,3—0,4 г/см³) — на 1,5—4,0 г/см² [73].

щины 50 см, то к концу зимы (в последующие семь месяцев) его высота лишь удвоилась. Вместе с тем за последние семь месяцев снегонакопления водозапас в снеге утроился (рис. 32), что объясняется увеличением со временем объемного веса. С 9 января по 13 мая 1958 г. уровень поверхности сезонного снежного покрова практически не претерпел существенных изменений. Поскольку таяния на ледораздельном пространстве ледникового покрова в этот период не было, неизменность уровня поверхности снежного покрова за столь продолжительное время можно объяснить равенством сдувания и наметания

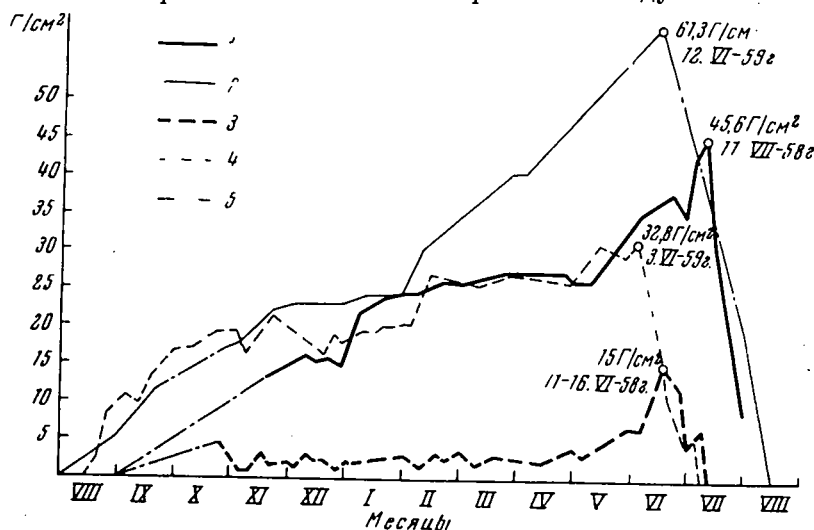


Рис. 32. Изменение запаса воды в снеге по наблюдениям на станциях Ледораздельная и Барьер Сомнений за зимы 1957/58 г. и 1958/59 г. Станция Ледораздельная: 1 — 1957/58 г.; 2 — 1958/59 г.; станция Барьер Сомнений: 3 — 1957/58 г.; 4 — 1958/59 г.; 5 — прямолинейная интерполяция за время, когда не было регулярных наблюдений. Четыре точки отмечают максимальный водозапас в снежном покрове и дату наступления максимума

снега, конечно, с учетом небольшого уплотнения верхних горизонтов. С середины мая прирост снега заметно увеличился благодаря сильным и продолжительным снегопадам при западных и северо-западных ветрах и слабым морозам. Максимум высоты сезонного снега зимы 1957/58 г., равный 107 см, был отмечен 22 июня 1958 г.; средний объемный вес этого слоя составил $0,36 \text{ г/см}^3$, а водозапас — $38,5 \text{ г/см}^2$. Максимум мощности сезонного снежного покрова в области питания (167 см) наблюдался 21 июня 1958 г. в 12 км северо-северо-западнее станции Ледораздельная (вблизи Барьера Яблонского).

Период таяния на ледораздельном пространстве продолжался с 23 июня по 1 августа 1958 г. В первую декаду июля, когда температура поверхности снега вновь стала отрицательной, таяние прекратилось и временно начал откладываться свежий сырой снег. Наибольший запас воды в сезонном снеге ($45,6 \text{ г/см}^2$) наблюдался на Ледораздельной через 19 дней после достижения максимума высоты снежного покрова. Такое несовпадение максимальных величин уровня поверхности и водозапаса в снеге вызвано его уплотнением в самом начале таяния при еще продолжающихся снегопадах.

В зиму 1958/59 г. в области питания снег лег 2 августа. В отличие от предыдущего сезона, снегонакопление 1958/59 г. было гораздо больше и равномернее в течение всей зимы (рис. 32). Наибольшая высота сезонного снежного покрова на станции Ледораздельная (146 см) была зарегистрирована 12 июня 1959 г., запас воды в толще этого снега равнялся $61,3 \text{ г/см}^2$ (при плотности $0,42 \text{ г/см}^3$). Возможно, величина водозапаса в слое сезонного снега во время зимы 1958/59 г. не является максимальной, так как измерения проводились не ежедневно, а таяние на Ледораздельной началось, судя по корреляции с тем-

пературой воздуха в Русской Гавани, около 18 июня 1959 г. Величина наибольшего водозапаса в снежном покрове этого сезона могла достигать 70 г/см^2 . На основании маршрутной снегомерной съемки, проведенной до станции Ледораздельная 24 августа 1959 г., и судя по температуре воздуха на станции Русская Гавань в августе того же года, можно предполагать, что накопление сезонного снега зимой 1959/60 г. на ледоразделе Новоземельского ледникового покрова в районе Русская гавань — залив Благополучия началось около 15 августа 1959 г. К этому времени стоял весь снег, накопившийся зимой 1958/59 г. Таким образом, нижней границей сезонного снега 1959/60 г. оказался остаток бывшего фирнизованного снега сезона 1957/58 г.

Изменение строения снежной толщи во времени (с февраля по сентябрь 1958 г.) на станции Ледораздельная можно проследить на сводном профиле (рис. 33). Стратиграфия сезонного снежного покрова зимы 1958/59 г. от ледораздела до гурия МГГ (на протяжении 28 км) показана на рис. 34 по наблюдениям в апреле 1959 г. В шурфах, вырытых на станции Ледораздельная, маркирующим горизонтом служила ледяная прослойка толщиной 15—20 см. Как правило, она располагалась на 30 см ниже границы сезонного снега зимы 1957/58 г. Незначительные колебания мощности отдельных слоев снега были вызваны перемещением шурфов на снегомерной площадке, а также уплотнением нижележащих слоев снега. При построении профиля вызванные этим нарушения мощности отдельных горизонтов были учтены и устранены путем осреднения.

Структурный разрез снежно-фирновой толщи на ледораздельном пространстве ледникового покрова в 1957/58 г. имел следующую последовательность слоев (сверху вниз): свежий или метелевый снег, мелкозернистый снег, среднезернистый снег, среднезернистый фирнизованный снег, крупнозернистый фирнизованный снег, ледяная прослойка. Далее до глубины 15 м наблюдалось чередование фирновых и ледяных горизонтов, ниже которых залегал горизонтально-слоистый лед. Горизонты 1, 2 и 3 составляли сезонный снег зимы 1957/58 г., горизонты 4 и 5 — перелетовавший фирнизованный снег, образовавшийся после окончания летнего таяния сезонного снега зимы 1956/57 г. (горизонт 5, вероятно, образовался даже на год раньше).

Свежеотложенный снег характеризуется наименьшей величиной зерен (примерно $0,1—0,3 \text{ мм}$ в поперечнике), которые вскоре начинают расти. Снег, отложенный во время сильных ветров, имеет довольно четкое горизонтально слоистое сложение, что обусловлено чередованием слоев различных снегопадов и интенсивных метелей. Например, во время метелей с 12 по 26 мая 1958 г. отложился плотный слой снега толщиной 12 см, а после метелей, продолжавшихся с 12 по 30 августа 1958 г., прирост снега составил 13 см.

Объемный вес мелкозернистого снега на станции Ледораздельная был равен в среднем за год $0,38 \text{ г/см}^3$ (минимальная плотность $0,32$, максимальная $0,43 \text{ г/см}^3$). Среднезернистый снег в период снегонакопления 1957/58 г. подразделялся на сезонный и старый (перелетовавший) фирнизованный снег. Сезонный снег, лежащий выше старого, всегда отличался от последнего меньшим объемным весом (табл. 53). Вплоть до проникновения талой воды в толщу среднезернистого снега, в нем сохранялись две прослойки глубинной изморози толщиной 1—2 см. Они, по-видимому, появились на месте разрушенных ветровых корок.

Остаток снега, накопившегося на станции Ледораздельная в сезон 1957/58 г. (таяние закончилось 1 августа), составил 21 см ($9,7 \text{ г/см}^2$). Весь этот остаток представлял собой слой плотного среднезернистого фирнизованного снега с тонкими ледяными корками. На него со 2 августа 1958 г. стал откладываться новый сезонный снег зимы 1958/59 г. В феврале 1959 г. среднезернистый фирнизованный снег на Ледораздельной обнаружен не был, к тому времени он превратился в горизонт крупнозернистого фирна. В отличие от станции Ледораздельная в некоторых точках ледникового покрова и у Барьера Яблонского встречались горизонты сезонного крупнозернистого снега. Как правило, они являлись нижними слоями сезонного снегонакопления.

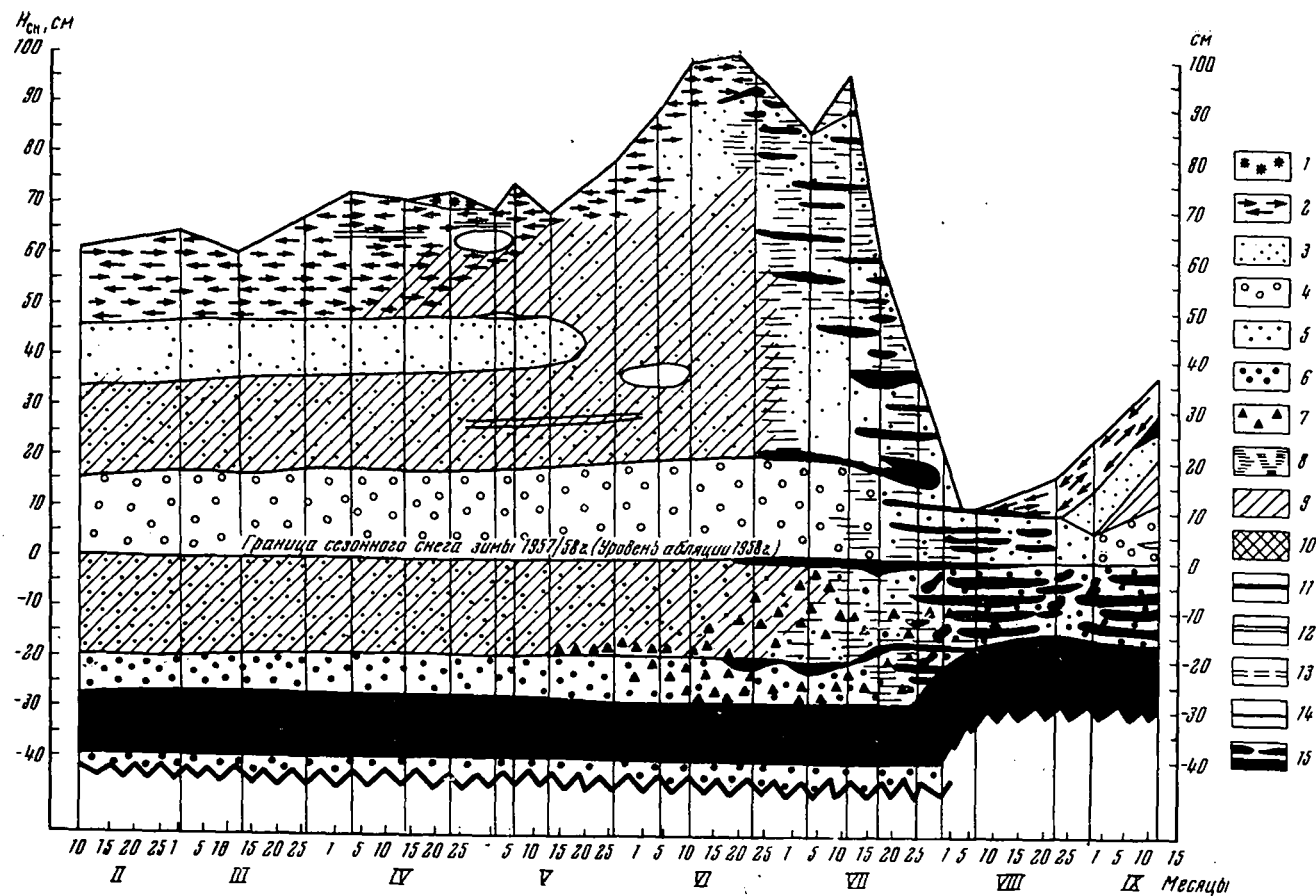


Рис. 33. Изменение строения снежной толщи за зиму 1957/58 г. по наблюдениям на станции Ледораздельная

1 — свежесыпавший снег; 2 — уплотненный метельный снег; 3 — мелкозернистый снег (< 1 мм); 4 — среднезернистый снег (1—2 мм); 5 — среднезернистый фирн (1—3 мм); 6 — крупнозернистый фирн (> 3 мм); 7 — глубинная изморозь; 8 — влажный и мокрый снег или фирн; 9 — плотный снег или фирн; 10 — незрелый лед; 11 — ледяная корка; 12 — снежная или фирновая корка; 13 — прослойка разрыхления; 14 — граница между слоями, проводимая условно; 15 — ледяные слои, включения и линзы

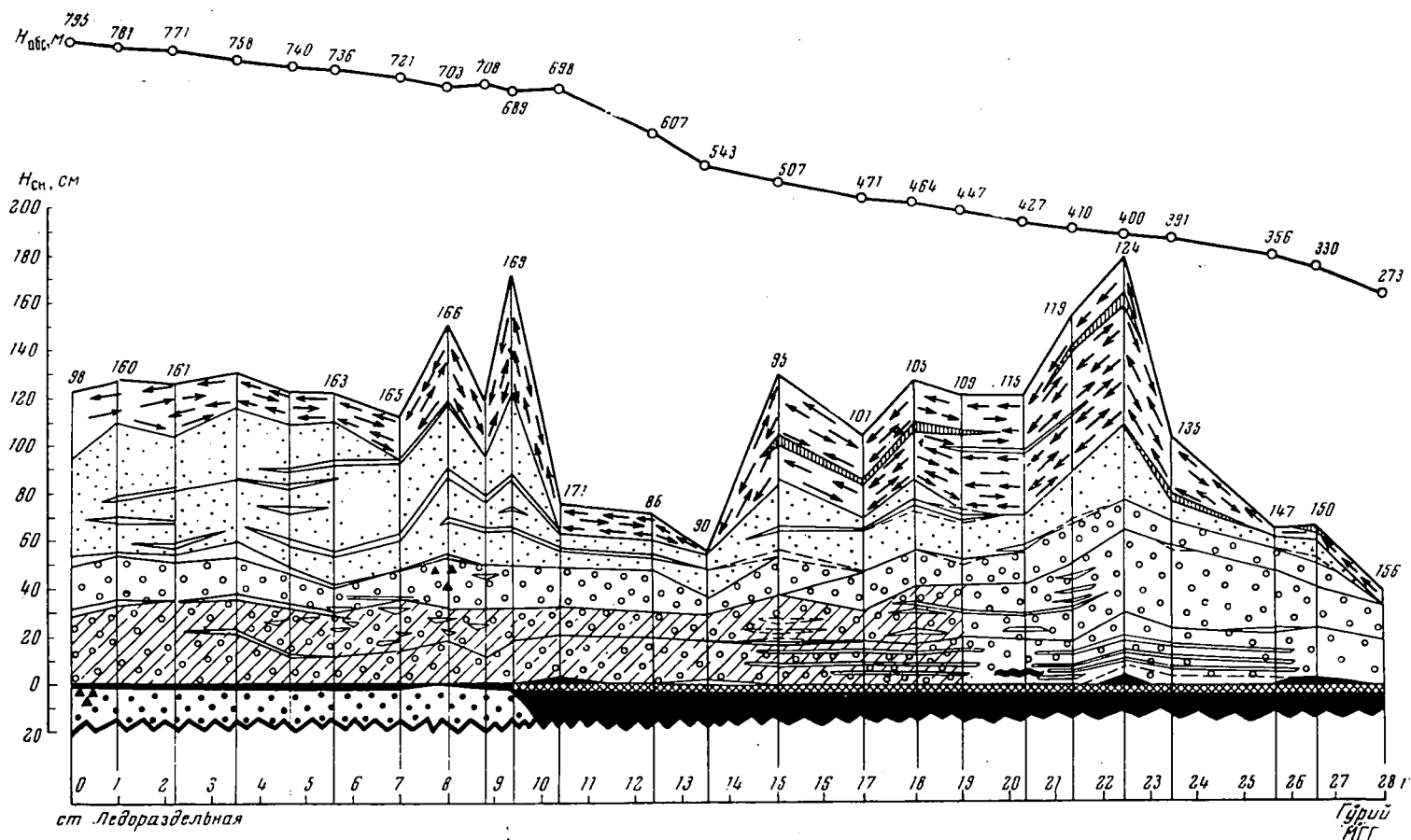


Рис. 34. Продольный профиль снежной толщи за зиму 1958/59 г. от станции Ледораздельная до гурия МГГ (правая боковая морена ледника Шокальского) по снегомерной съемке 28 марта — 16 апреля

Вверху — продольный профиль ледника; цифры показывают абсолютную высоту ледника в м; цифры на профиле снежного покрова — номера вех. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 33

Таблица 53

Средние значения объемного веса и пористости среднезернистого снега в 1957/58 г.
на станции Ледораздельная

Слой снега	Период	Объемный вес, г/см ³			Пористость, %		
		мини-мальный	макси-мальный	средний	мини-мальная	макси-мальная	средняя
Сезонный	Снегонакопление	0,29	0,35	0,33	62	68	65
	Таяние	0,32	0,53	0,36	42	65	54
Старый фирнизо- ванный	Снегонакопление	0,34	0,45	0,38	51	63	57
	Таяние	0,38	0,49	0,46	47	59	53

На бровке Барьера Яблонского и его склонах, обращенных в сторону ледника Шокальского, крупнозернистый снег лежал непосредственно на глетчерном льду.

Средняя величина объемного веса среднезернистого снега сезона 1958/59 г. на станции Ледораздельная составила 0,35 г/см³, а крупнозернистого фирнизованного снега — 0,45 г/см³. В разгар летнего таяния (с 11 июля по 1 августа 1958 г.) плотность последнего увеличилась всего на 0,03 г/см³, в то время как резко возросли значения объемного веса мелкозернистого снега, сезонного и старого среднезернистого фирнизованного снега (табл. 54), ставшие одинаковыми.

Таблица 54

Средний объемный вес (в г/см³) разных видов снега
на станции Ледораздельная

Виды снега	В период накопления	В период таяния
Метелевый	0,36	—
Мелкозернистый	0,38	0,46
Среднезернистый	0,33	0,46
Среднезернистый фирни- зованный	0,38	0,46
Крупнозернистый фирни- зованный	0,45	0,48

Область абляции

В 1957 г. снежный покров на леднике Шокальского в районе станции Барьер Сомнений установился в конце первой декады сентября 1957 г., толщина его не превышала 10 см. Однако вскоре ветры снесли почти целиком весь этот снег и обнажили поверхность льда на 80—90%. В дальнейшем, вплоть до мая 1958 г., в районе станции снежный покров лежал не повсеместно, а лишь пятнами (в виде плотных застругов), скапливаясь главным образом в понижениях, вблизи трещин, около ледниковых уступов и в краевых частях ледника. В центральных частях ледника Шокальского снег накапливался вокруг твердых застругов в основном при ветрах западного направления. Интенсивные ветры южных румбов на протяжении почти всей зимы сносили большую часть выпавшего снега с поверхности льда в море и в краевые тре-

щины. Высота снежного покрова в районе станции Барьер Сомнений колебалась в течение большей части зимнего периода от 2 до 15 см, а по окончании метелей от 30 до 90% видимой поверхности занимал лед. Лишь плотные заструги (с объемным весом порядка 0,50—0,56 г/см³) сохранялись на оголенных участках льда. Постоянный снежный покров на леднике возник в середине мая 1958 г. в результате интенсивных снегопадов при западных ветрах (см. рис. 31, в). Наибольшая высота снежного покрова на снегомерной площадке станции Барьер Сомнений отмечена 11—16 июня 1958 г. (42 см). Хотя измерений объемного веса в эти дни сделано не было, можно предполагать, что

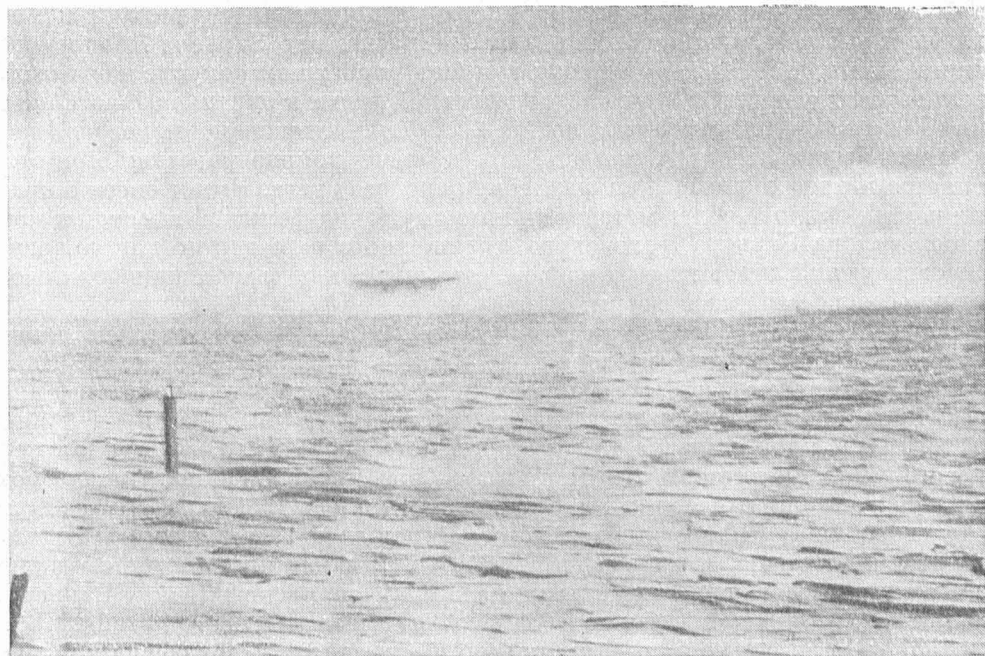


Рис. 35. Заструги на леднике Шокальского близ станции Барьер Сомнений (многоснежная зима 1958/59 г.) (фото И. Ф. Хмелевского)

плотность сезонного снежного покрова составляла тогда 0,36—0,38 г/см³. Следовательно, запас воды в нем должен быть равен 15—16 г/см². 10 июля 1958 г. этот снег уже сошел полностью, и повсеместно в области абляции началось интенсивное таяние льда.

В 1958 г. снегонакопление началось 2 августа (одновременно продолжалось еще слабое его таяние, которое прекратилось к 14 августа), т. е. почти на две недели позже, чем на ледоразделе, и на месяц раньше, чем в предыдущую зиму в области абляции. Уже к концу августа 1958 г. на леднике Шокальского лежал сплошной снежный покров толщиной до 50 см. Этому безусловно способствовали интенсивные снегопады (при западных и северо-западных ветрах), слабые морозы и оттепели. В дальнейшем в районе станции Барьер Сомнений высота снежного покрова продолжала расти (см. рис. 31, г) и своего максимума она достигла в конце мая — начале июня 1959 г. (около 90 см). Запас воды в снеге на 3 июня 1959 г. составил 32,8 г/см². Таким образом, снегонакопление зимой 1958/59 г. вдвое превысило прошлогоднее. Вид снежной поверхности на леднике Шокальского в марте 1958/59 г. показан на рис. 35. Снежный покров сошел полностью в области абляции около 10 июля 1959 г.

ОСОБЕННОСТИ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ

Ледник Шокальского

Ледник Шокальского (вместе с питающей его частью ледникового покрова) по характеру снегонакопления можно разделить на три области: 1) накопления и частичного сноса снега, 2) приноса и переотложения снега и 3) преобладающего выноса снега. Выделение их очевидно из рис. 29. На рис. 36 дана схематическая картина распределения снежного покрова по поверхности ледника и его изменений во времени.

Область накопления и частичного сноса снега включает участок ледникового щита от ледораздела до Барьера Яблонского. В конце зимы 1958/59 г. запас воды в сезонном снежном покрове из-за сноса снега ветрами увеличивался от ледораздельной линии к окраине области питания от 60 до 90—100 г/см² (см. рис. 28, 29, 36, в). Интенсивность ветров здесь значительно возрастает по направлению к периферийным участкам, при этом меняется и преобладающее направление переноса снега. Вынос снега с краевых частей покрова облегчается, по-видимому, также большой высотой и крутизной склона Барьера Яблонского, обращенного на север по направлению господствующих здесь южных ветров, в то время как выше начинают преобладать северо-западные ветры.

Накопление снега в области питания происходит все же довольно равномерно, толщина отдельных слоев колеблется в небольших пределах. Изменение структуры по разрезу снежной толщи наблюдается только перед Барьером Яблонского. Если высота сезонного снега во всей области питания в марте 1959 г. не превышала 130 см (20 см метелевого снега, 50 см мелкозернистого, 60 см среднезернистого), то в ложбине, расположенной южнее бровки Барьера Яблонского, в это же время накопилось до 170 см снега (50 см метелевого снега, 70 см мелкозернистого, 50 см среднезернистого).

Область приноса и переотложения снега включает верхнюю часть области абляции ледника Шокальского между Барьером Яблонского и Барьером Сомнений. Запас воды в сезонном снеге в этой области и в 1957/58 г. и в 1958/59 г. был больше, чем в районе ледораздела (см. рис. 28, 29, 36). Можно предположить также, что на межбарьерном участке ледника Шокальского метели чаще и продолжительней, чем даже на станции Барьер Сомнений. Во время маршрутов между двумя барьерами довольно часто наблюдались поземки и метели тогда, когда на ближайших метеорологических станциях их не было.

На межбарьерном пространстве снег откладывается волнообразно. В 1958/59 г. здесь прослеживались три большие пологие снежные волны с гребнями, вытянутыми поперек направления господствующих южных ветров. Подобные снежные волны были описаны Л. Д. Долгушиным [63] в Восточной Антарктиде. Но на леднике Шокальского снежные волны с течением времени не перемещались, как в Антарктиде, а лишь увеличивались в размерах.

Мощность сезонной снежной толщи в области переотложения снега колеблется от 50 до 180 см в зависимости от рельефа поверхности. Многометровые толщии снега накапливаются в ложбинах на подветренных склонах ледниковых уступов, в трещинах на северном склоне Барьера Сомнений и у его подножия. Фанерный домик, поставленный в 1956 г. З. М. Каневским и другими сотрудниками полярной станции Русская Гавань близ бровки Барьера Сомнений и оказавшийся в октябре 1957 г. значительно ниже по склону, был почти погребен сезонным снегом зимой 1956/57 г., а на следующий год занесен полностью. В понижении ледника Шокальского, северо-восточнее «оазиса» Анахорет, много снега не успело растаять за лето 1958 г. В том же году сохранились снежные мосты в русле большого ледникового потока, протекавшего восточнее оазиса.

Неравномерная волнообразная аккумуляция снега находит отражение в стратиграфии снежной толщи этой области. Толщина слоя метелевого снега

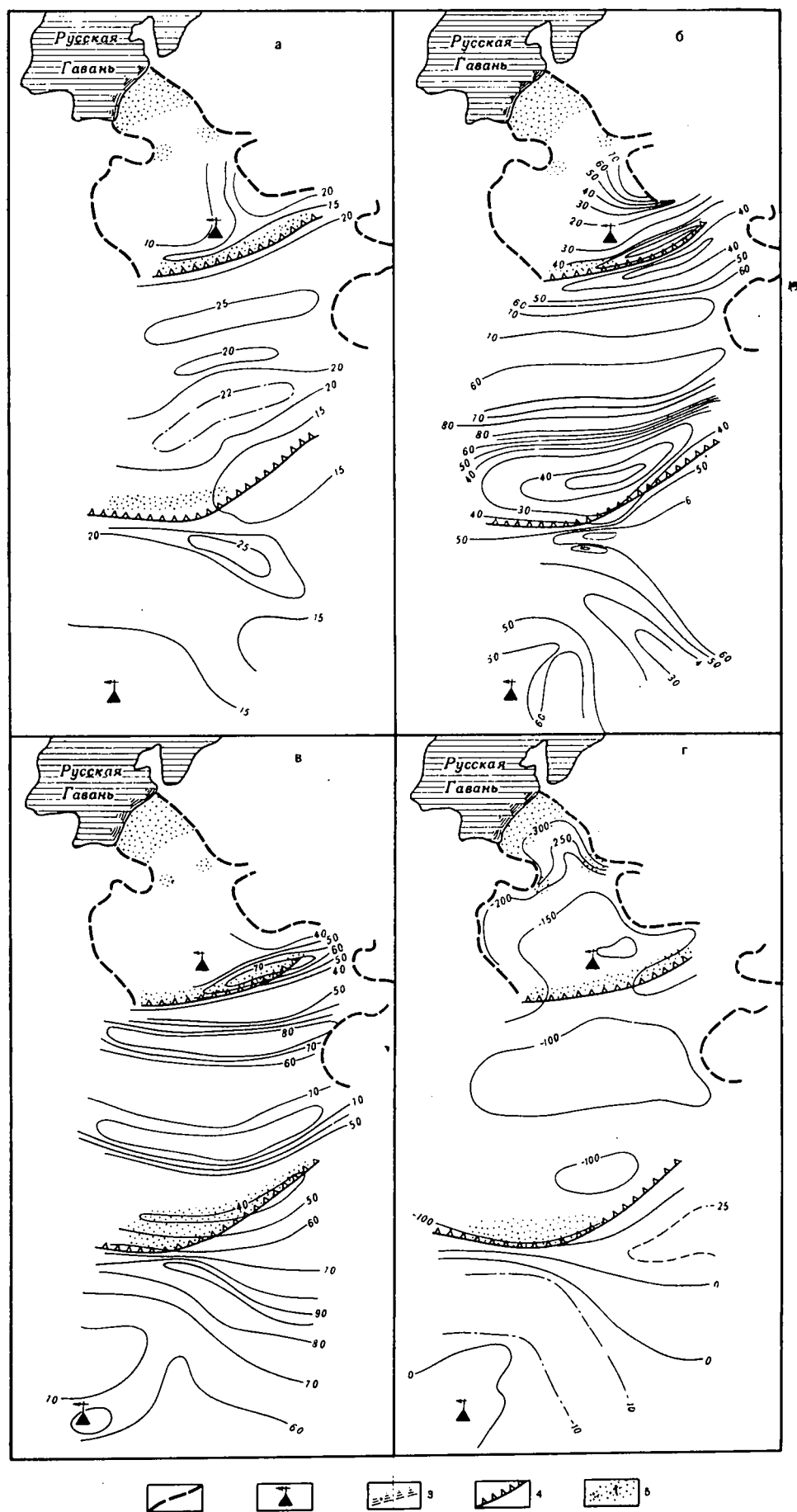


Рис. 36. Схемы запасов воды в снежном покрове (в $г/см^2$) на леднике Шокальского и прилегающей части Новоземельского ледникового покрова по снегомерным съемкам 1958/59 г. Изолинии запасов воды в снеге приведены над поверхностью абляции 1958 г.: а — сентябрь 1958 г.; б — апрель 1959 г.; в — июль 1959 г.; г — сентябрь 1959 г.; 1 — граница ледника; 2 — гляциологические станции; 3 — фронт ледника Шокальского; 4 — ледниковые уступы (барьеры); 5 — участки аномального снегонакопления

изменяется от 2 до 75 см, мелкозернистого — от 13 до 30 см и среднезернистого — от 2 до 75 см. В слое метелевого снега встречается много плотных ветровых корок. В этой области, особенно в ее верхней части, в понижениях поверхности ледника, остаются значительные перелетывающие массы снега. Во время таяния они обильно пропитываются талыми водами. Эти «снежные болота», вновь замерзая с наступлением холодов, дают леднику дополнительное питание наложенным инфильтрационным льдом. В 1957 и 1958 гг. на участке севернее Барьера Яблонского между линией снегомерных вех (главным снегомерным профилем вдоль тракторной дороги) и «оазисом» Анахорет был отмечен «белесоватый лед» [184], котрый имеет, по-видимому, описанное выше происхождение.

Область преобладающего выноса снега занимает нижнюю часть области абляции. Она тянется вниз от подошвы Барьера Сомнений и граничит на севере с побережьем Баренцева моря. Осадков здесь выпадает почти в два раза меньше, чем в области питания. Даже в многоснежную зиму 1958/59 г. у некоторых вех на поперечном профиле в нижней части ледника Шокальского (см. рис. 30) снег совершенно не накапливался. В этой части ледника снег с поверхности почти целиком сносится ветрами в море (см. рис. 28 и 29). Частично он улавливается трещинами и отлагается в боковых областях ледника (на подветренных склонах моренных гряд, в понижениях между ними). В начале августа очень теплого лета 1959 г. у восточного склона «Высоты 198» (у левого края ледника) хорошо сохранился огромный снежник толщиной не менее 10 м.

В районе станции Барьер Сомнений в марте 1958 г. в трещинах шириной 8—10 м были снежные мосты толщиной около 20 см из очень мелкого и плотного (не менее $0,5 \text{ г/см}^3$) метелевого снега. В других трещинах были обнаружены «забои» снега до 2 м толщиной на глубине 4 м. К середине июля трещины оказались заполненными снегом до краев, толщина снежных мостов достигла 6 м. Снежные мосты образуются на протяжении всей зимы. Часть из них существует в течение ряда лет, другие, образуясь зимой, разрушаются в период абляции. Мощность первых достигает в отдельных случаях 10 м (может быть и больше), вторые редко превышают толщину 2 м. Сезонные снежные мосты сложены мелкозернистым метелевым снегом большой твердости, а многолетние — в основном фирнизованным снегом и льдом. Во время летнего таяния снежная толща большинства мостов обильно пропитывается талыми водами, и их правильнее было бы назвать не снежными мостами, а фирновыми, так как из-за пропитывания талой водой вся их толща превращается в режеляционный фирн. Накопление снега в трещинах, очевидно, имеет некоторое значение для питания нижней части ледника.

Ледники Новой Земли

Описание общих закономерностей и особенностей накопления снега на ледниках Новой Земли будет сделано по морфологическим областям, выделенным в главе II.

Область покровного оледенения. В. Ю. Визе [23] во время пересечения ледникового покрова в 1913 г. от полуострова Панкратьева к заливу Власьева, в районе ледораздела нигде не встречал выходов глетчерного льда. Однако, по наблюдениям участников экспедиции 2-го МПГ (1932/33 г.), на всей поверхности ледникового покрова от Русской Гавани до залива Благополучия и к северу до края Северной ледниковой шапки под сезонным снегом лежал плотный глетчерный лед [21, 64, 66]. С этого времени утвердилось представление об отсутствии области питания у Новоземельского ледникового покрова и о быстрой деградации всего оледенения в целом. С. В. Калесник писал в 1939 г., что новоземельский «ледяной щит не имеет снегового питания и существует только за счет своих старых запасов, постепенно, но неуклонно сокращаясь» [79, стр. 245]. В правильности этого представления впервые усом-

нился П. А. Шумский [228]. В апреле — мае 1955 г. он обнаружил, что толщи фирна в области питания Новоземельского ледникового покрова распространены повсеместно [231]. Существование многолетнего фирна с ледяными прослойками до глубины по крайней мере 12 м подтвердили также исследования Новоземельской экспедиции МГГ.

Имеющиеся сведения о снежном покрове на выводных ледниках свидетельствуют о его неравномерном залегании, что подтверждается наблюдениями на леднике Шокальского в 1957—1959 гг. В. Ю. Визе [23] указывал на большую аккумуляцию снега на леднике Таисия. Снежники толщиной до 100 м образуются здесь под защитой гор Пират и Скалистой [25]. И. Ф. Пустовалов [147] сообщал о скоплениях снега, перелетывающего на выводных ледниках. Например, на ледниках Павлова и Карбасникова на высоте от 25 до 300 м в августе — сентябре 1933 г. были отмечены скопления снега шириной 1,5—2 км, толщиной 25—30 см. Этот снег, видимо, сохранялся до конца таяния. В. А. Русанов [163] видел скопление фирна у фронтов ледников Норденшельда на карском побережье.

Наблюдения Новоземельской гляциологической экспедиции в период МГГ явились основой для суждения о величине и характере снегонакопления на ледораздельном пространстве и баренцевоморском склоне Новоземельского ледникового покрова в районе Русской Гавани. По карте (см. рис. 28) в изолиниях снегонакопления были подсчитаны его средние величины по зонам через каждые 100 м высоты. Такое осредненное (в границах ледника Шокальского и питающей его части ледникового покрова) распределение снегонакопления по высоте представлено на рис. 89. Одновременно с общей тенденцией увеличения снегонакопления с высотой, в соответствии с увеличением осадков, легко заметить и отклонения от нее — появление зон повышенного снегонакопления, расположенных непосредственно выше и ниже фирновой границы, и связанных с переотложением снега ветром. Эти отклонения объясняются влиянием рельефа и, очевидно, не могут быть распространены на весь ледниковый покров. Однако основные черты распределения снежного покрова по склону должны сохраняться. Они заключаются в переотложении снега ветрами с ледораздела вниз по склонам и в увеличении здесь накопления снега, а также в интенсивном сдувании снега ветрами с нижних частей склонов.

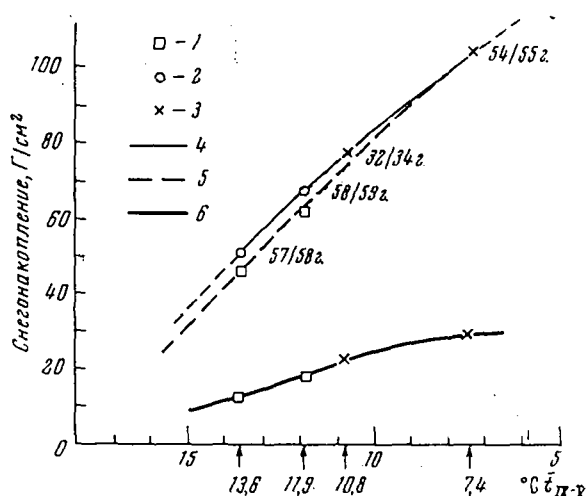
Зона повышенного снегонакопления располагается в разных местах ледникового покрова на различных высотах в зависимости от рельефа. Снегонакопление в нижних частях склона из-за интенсивного сдувания ветрами типа боры, усиливающимися вниз по склону, оказывается меньше выпадающих зимних осадков.

Имеется возможность составить представление об изменении выпадающих осадков, количества переносимого снега и его аккумуляции по всей поверхности Новоземельского покрова и от года к году (во времени)? Для ответа на этот вопрос мы располагаем лишь метеорологическими наблюдениями (в том числе измерениями выпадающих осадков) полярных станций на побережье Новой Земли и кратковременными эпизодическими измерениями высоты и плотности снежного покрова на ледниковом покрове зимой 1932/33 г. и в апреле — мае 1955 г. Правильное представление о величине снегонакопления могут дать только последние. По измерениям экспедиции 2-го МПГ, на ледоразделе ледникового покрова в районе Русской Гавани запас воды в снеге на 26 июня 1933 г. составил 77 г/см^2 [228]. По исследованиям, проведенным в мае 1955 г., П. А. Шумский (устное сообщение) оценивает соответствующую величину снегонакопления зимы 1954/55 г. в $100\text{—}110 \text{ г/см}^2$.

Таким образом, вместе с измерениями снегонакопления на ледораздельном пространстве в конце зим 1957/58 и 1958/59 гг., равного соответственно 51 и 68 г/см^2 , мы располагаем четырьмя точками, по которым можно построить кривую зависимости зимнего снегонакопления от средней температуры зимы [185, 219]. Прямая зависимость между количеством зимних осадков и средней температурой зимних месяцев (сентябрь — май) (рис. 37) представляется для Новой Земли вполне естественной. Такая же связь была найдена и использова-

Рис. 37. Зависимость снегонакопления в области питания ледника Шокальского и на побережье от средней температуры зимы (t_{IX-V}) по станции Русская Гавань

1 — снегонакопление за зимы 1957/58 г. и 1958/59 г. по наблюдениям на снегомерной площадке станции Ледораздельная и на побережье Русской Гавани; 2 — то же, в среднем по области питания ледника Шокальского; 3 — снегонакопление на ледораздельном пространстве ледникового покрова по наблюдениям экспедиций 1932/33 г. и 1955 гг. и зимние осадки на побережье, рассчитанные в соответствии с ними; 4 — принятая кривая снегонакопления для области питания ледника Шокальского; 5 — кривая снегонакопления на станции Ледораздельная; 6 — кривая зимних осадков на побережье



на В. Г. Ходаковым [206] для Полярного Урала. Объясняется она тем, что снегопады на Новой Земле, так же как на Полярном Урале, связаны с прохождением западных циклонов, несущих тепло и влагу с Атлантического океана. Обычные пути циклонов, дающих осадки на ледниковый покров, лежат севернее рассматриваемых районов, наиболее обильные снегопады бывают при ветрах западных направлений и, как правило, связаны с потеплением. Чем чаще проходят циклоны, тем теплее зима и тем больше выпадает снега.

На основании исследований, проведенных в апреле — мае 1954 г. П. А. Шумским [231], была составлена схематическая карта высоты фирновой линии и границы питания и стайвания (границы областей аккумуляции и абляции) (рис. 38). Эта карта позволяет составить общее представление о снегонакоплении на поверхности Новоземельского ледникового покрова. Основная особенность, которая бросается в глаза при взгляде на карту, заключается в том, что и фирновая линия, и граница питания повышаются от Баренцева моря к Карскому поперек Новой Земли, мало меняясь по высоте на всем протяжении ледникового покрова вдоль острова. Некоторое повышение этих границ наблюдается лишь в южной его части, и особенно за пределами собственно ледникового покрова, где он переходит в горно-долинные ледники. Неизменность высоты фирновой линии вдоль острова говорит о том, что по мере продвижения на север одновременно с понижением температуры происходит уменьшение снегонакопления; первое должно понижать, а второе — повышать фирновую линию. В результате этого ее высота на всем протяжении острова остается почти неизменной.

Повышение фирновой линии и границы питания на карской стороне по сравнению с баренцевоморской, очевидно, объясняется уменьшением количества осадков при малом различии в абляции. Действительно, сравнение средней температуры летних месяцев по данным метеорологических станций карского берега с летними температурами соответствующих станций на берегу Баренцева моря не показывает заметного различия. Средняя же температура зимних месяцев (и средняя годовая) на карском берегу много ниже (см. табл. 15).

Отмеченные различия в снегонакоплении на поверхности ледникового покрова подтверждаются наблюдениями за осадками на береговых полярных метеорологических станциях. Несмотря на общеизвестную ненадежность измерения твердых осадков с помощью дождемеров или осадкомеров, можно считать, что средние величины сумм зимних осадков за одни и те же годы,

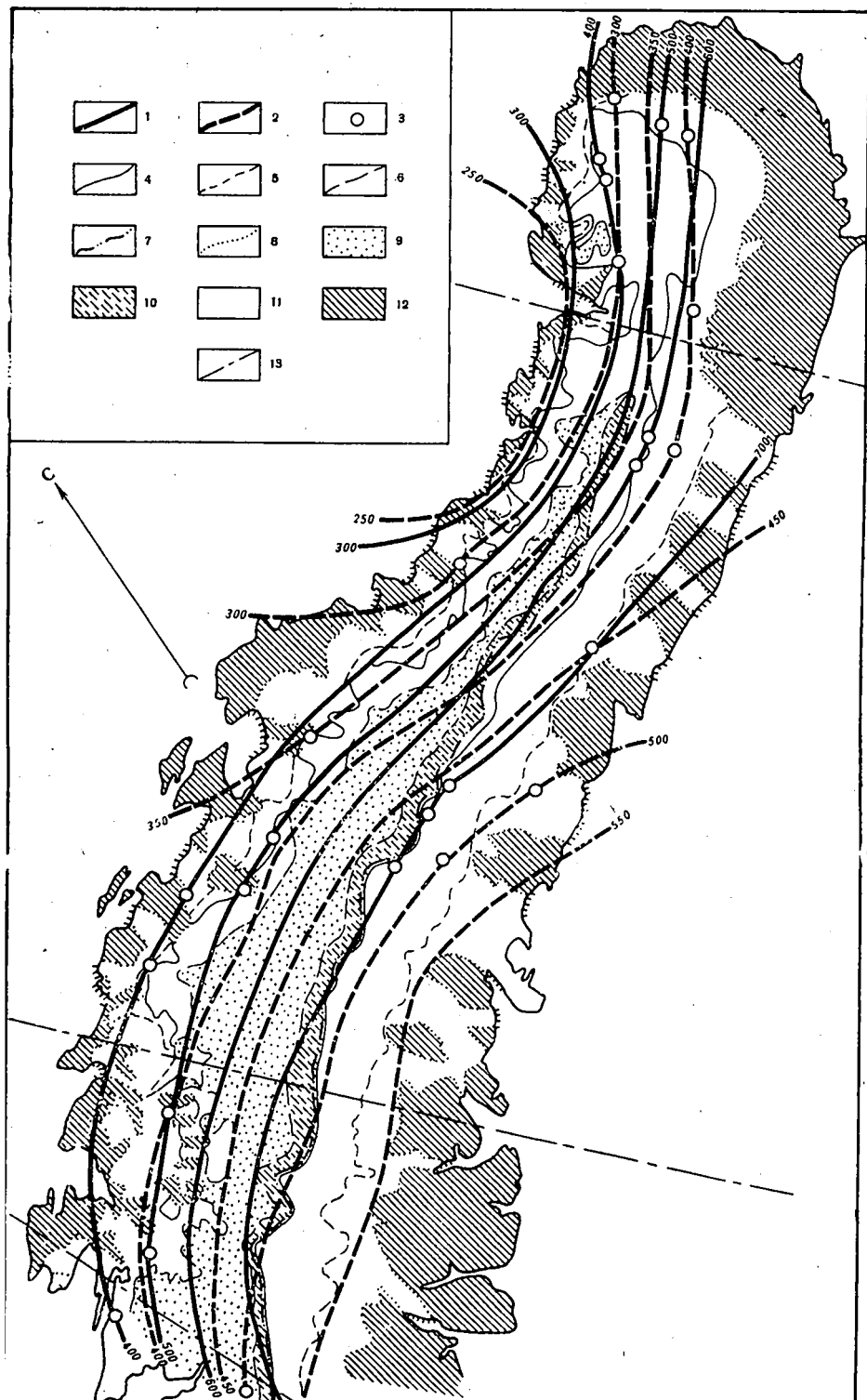


Рис. 38. Схематическая карта Новоземельского ледникового покрова с изолиниями правой высоты фирновой линии и границы питания 1954 г. [231] и 1959 г.

1 — изолинии высоты фирновой границы 1954 г.; 2 — изолинии высоты границы питания 1954 г.; 3 — точки пересечения изолиний с поверхностью ледника; 4 — фирновая граница 1954 г.; 5 — граница питания 1954 г.; 6 — фирновая граница 1959 г.; 7 — граница питания 1959 г.; 8 — граница ледникового покрова; 9 — фирновая область (1959 г.); 10 — область питания на снежном льде (1959 г.); 11 — область абляции (1959 г.); 12 — площадь, не покрытая льдом; 13 — границы частей ледникового покрова

Суммы зимних осадков (с сентября по май) по наблюдениям полярных станций на Новой Земле (в мм)

А. Измерения дождемером (с защитой Нифера — сплошной)

Станции	1936/37 г.	1937/38 г.	1938/39 г.	1939/40 г.	Среднее за 1937—1940 гг.	% суммы осадков по отношению к Русской Гавани	1945/46 г.	1946/47 г.	1948/49 г.	1949/50 г.	1950/51 г.	Среднее за 1936—1940 гг., 1945—1951 гг.	% суммы осадков по отношению к Русской Гавани	% суммы осадков по отношению к соответст- вующей станции Западного берега
Побережье Баренцева моря														
Мыс Желания	65	63	78	54	65	43	43	26	68	42	43	54	41	—
Русская Гавань	145	142	139	179	151	100	131	124	65	64	204	133	100	—
Мыс Столбовой	254	214	276	201	230	152	111	150	184	186	165	194	145	—
Малые Кармакулы	153	125	167	84	126	84	81	131	138	194	131	137	103	—
Побережье Карского моря														
Залив Благополучия	—	142	144	106	131	87								87
Маточкин Шар	96	74	72	92	79	52								34
Мыс Выходной	97	69	103	97	90	60	72	117	154	201	154	118	89	61

Б. Измерения осадкомером Третьякова (со сквозной защитой)

Станции	1953/54 г.	1954/55 г.	1955/56 г.	1956/57 г.	1957/58 г.	1958/59 г.	1959/60 г.	1960/61 г.	Среднее 1953—1961 гг.	% суммы осадков по отношению к Русской Гавани
Мыс Желания	128	155	114	126	198	353	173	374	202	75
Русская Гавань	226	254	192	227	309	315	297	342	270	100
Малые Кармакулы	317	154	268	223	190	313	209	186	232	86

измеренные одним и тем же способом на разных станциях, характеризуют (хотя бы относительно) различия в снегонакоплении в районе этих станций. В табл. 55 приводятся средние суммы зимних осадков (с сентября по май) за одни и те же годы по нескольким полярным станциям Новой Земли. Число лет осреднения невелико, так как на каждой из взятых для сравнения станций в разные годы были пропуски наблюдений. Тем не менее осреднение даже за небольшое число лет, сглаживая случайные отклонения в отдельные годы, позволяет выяснить общие закономерности изменения осадков от места к месту. Эти закономерности проявляются еще ярче, если проследить изменение количества осадков по мере продвижения с запада на восток и с юга на север на более обширном пространстве, что будет сделано в последней главе книги.

Более полную картину дают наблюдения 30 — 40-х годов, когда использовались дождемеры старого типа. В эти годы действовало большее число станций, наблюдения которых можно было сопоставить. Средние суммы зимних осадков на одних и тех же станциях за годы, когда они были измерены дождемерами, и за годы, когда они были измерены осадкомерами Третьякова, очень сильно разнятся. Как видно из табл. 55, суммы осадков по осадкомеру на станции Мыс Желания почти в 4 раза превышают суммы осадков по дождемеру, на станции Русская Гавань — в 2 раза, на станции Малые Кармакулы — в 1,7 раза. Резкое увеличение осадков после замены приборов связано, очевидно, только с этой заменой, а не с действительным их увеличением. Это подтверждается данными табл. 56, в которой приведены суммы летних, преимущественно жидких, осадков (июнь — август) за те же годы. После замены приборов они существенно не изменились.

Таблица 56

Суммы летних осадков (с июня по август включительно) по наблюдениям полярных станций на Новой Земле (в мм)

Станции	Средние суммы за 1937—1941, 1946—1947 и 1949—1951 гг. (9 лет), измеренные дождемером	Средние суммы за 1954—1961 гг. (8 лет), измеренные осадкомером Третьякова	Среднее за 17 лет	% суммы осадков по отношению к Русской Гавани	% суммы осадков по отношению к соответствующей станции Западного берега
Западный берег					
Мыс Желания	79	76	78	85	—
Русская Гавань	89	96	92	100	—
Мыс Столбовой	107	(109) **	(108)	118	—
Малые Кармакулы	106	89	98	106	—
Восточный берег					
Залив Благополучия	(57) *	—	(60)	65	65
Мыс Выходной	98	(156) ***	(100)	(109)	92

* Средняя сумма за 4 года (1938—1941 гг.).

** Средняя сумма за 5 лет (1954—1955, 1957, 1959—1960 гг.).

*** Средняя сумма за 3 года (1954, 1955 и 1957 гг.), по-видимому, преувеличенная.

Принимая сумму зимних осадков в Русской Гавани за 100% и округляя относительную величину осадков на других станциях (см. последнюю графу табл. 55), можно принять, что: 1) осадки на карском побережье и соответственно снегозапасы на карском склоне ледникового покрова составляют 75% соответствующей величины на противоположной западной стороне; 2) осадки в районе мыса Желания и соответственно снегонакопление на Северной ледниковой шапке составляют 50% осадков и снегонакопления в районе Русской Гавани; 3) осадки и снегозапасы в южной части леднико-

вого покрова достигают 125 % соответствующих величин в районе Русской Гавани.

Таким образом, по корреляции с температурой можно восстановить снегонакопление за прошлые годы, для которых имеются метеорологические наблюдения, и, пользуясь установленными выше соотношениями, распространить полученные данные о снегонакоплении на леднике Шокальского и прилегающей к нему части ледникового покрова на всю поверхность последнего (об этих расчетах см. главу XII).

Область переходного оледенения. Сведений о характере и режиме снежного покрова для этой области имеется очень мало. О. А. Хольтедаль [258], выполнивший пересечение Новой Земли от губы Машигиной к заливу Цивольки в начале августа 1921 г., отмечал, что большие площади глетчерного льда были совершенно лишены снежного покрова, а на самых высоких участках местности снег был обильно пропитан водой. П. А. Шумский [228] указывает, что благоприятные условия для накопления снега создаются вблизи гор в ветровой тени. Характерной особенностью морфологии переходного оледенения является вогнутый профиль ледниковой поверхности, что облегчает аккумуляцию снега зимой. Однако низкое положение ледников обуславливает полное стайвание этого снега летом на значительной площади.

Область горного оледенения. В разное время многие авторы отмечали значение навейного снега в питании горных ледников Новой Земли. Еще П. К. Пахтусов писал: «Обрывы отличительных гор, особенно севернее Маточкина Шара, покрыты вечным снегом около высоты 1500 футов, вершины же их голы; вероятно, ветер сдувает снег. В расщелинах или ущельях, с северной стороны гор сохраняется обледеневший снег все лето» [141, стр. 139]. М. А. Лаврова [112] указывает, что ледник Пинегина получает питание навейным снегом, сдуваемым с плоской вершины соседней горы Каровой, а ледник Краснова получает обильное снежное питание за счет лавин с левого борта его долины. По наблюдениям Г. Пирсона [263], величина годичной аккумуляции снега на леднике Третьякова достигает 15 м. Еще в 1838 г. К. Бэр, а в наше время П. А. Шумский [228] указывали на сильную изменчивость в положении снеговой границы на различных ледниках этой части Новой Земли. По данным Б. К. Лихарева [112], снеговая граница на леднике Краснова в 1923 г. располагалась на высоте 573 м, по данным О. Т. Грэнли [253] — в районе Маточкина Шара в 1921 г. на высоте 545 м, а геологи НИИГА, проводившие исследования в этом же районе в послевоенные годы, указывают высоту 600 м. Наши исследования, выполненные по картам последних лет методом Гесса, дали приблизительно такие же значения высоты фирновой линии. Сравнительно невысокое положение фирновой линии на ледниках объясняется аккумуляцией масс навейного снега в глубоких долинах ледников этой части Новой Земли.

Область навейных ледников и снежников. На побережье Новой Земли и в равнинной ее части к югу от области горных ледников широко распространены малые навейные ледники и многолетние снежники. Количество осадков здесь меньше, чем во внутренних более высоких частях острова. Сведения об осадках по данным береговых метеорологических станций были приведены выше в главе III. Но, как уже указывалось, ненадежность измерения твердых осадков на метеорологических станциях вынуждает применять косвенные способы их оценки (табл. 57).

Зимние осадки, как правило, не образуют глубокого снежного покрова. Сплошной снежный покров, если и ложится, обычно не успевает достигнуть значительной мощности и держится недолго. Сказанное основывается на наблюдениях экспедиции МГГ и ей предшествующих и относится ко всей территории Новой Земли, свободной от ледников.

Л. Ф. Гриневецкий, первым пересекший Новую Землю, перешел ее на собаках в средней части Южного острова в мае 1883 г. По его словам: «... во все время двухдневного пути, кроме глубоких и твердых снежных заносов в

Осадки на побережье Русской Гавани по корреляции с температурой воздуха

Годы	\bar{t}_{IX-V}	$\bar{t}_{VI-VIII}$	$\bar{t}_{год}$	P_{IX-V}	$P_{VI-VIII}$	$P_{год}^*$
1932/33	-11,0	(1,7)	-7,8	20,5	3,6	24,1
1933/34	(-9,8)	2,3	-6,8	23,3	9,4	32,7
1934/35	-10,3	2,9	-7,3	21,3	3,7	25,0
1935/36	-10,4	2,6	-7,2	21,8	10,8	32,6
1936/37	-6,9	2,8	-4,5	28,8	11,3	40,1
1937/38	-6,6	3,0	-4,2	29,2	8,3	37,5
1938/39	(-10,8)	2,6	-7,5	21,0	9,2	30,2
1939/40	-11,4	3,7	-7,6	19,5	(11,4)	30,9
1940/41	-11,4	2,8	-7,9	19,2	—	—
1941/42	(-9,9)	3,4	-6,6	23,2	—	—
1942/43	(-10,2)	4,7	-6,5	22,5	—	—
1943/44	(-7,4)	2,4	-5,0	28,0	(7,2)	35,2
1944/45	-5,6	2,6	-3,6	30,5	9,5	40,0
1945/46	-10,8	1,7	-7,7	21,0	2,6	23,6
1946/47	-10,1	2,1	-7,0	22,5	8,3	30,9
1947/48	-10,5	1,8	-7,4	21,5	12,3	33,8
1948/49	-10,8	1,7	-7,7	21,0	15,1	36,1
1949/50	-10,9	1,6	-7,8	20,8	4,7	25,5
1950/51	-8,8	2,3	-6,1	25,3	9,0	34,3
1951/52	-10,3	2,3	-7,2	22,2	8,4	30,6
1952/53	-10,3	3,1	-7,0	22,2	11,1	33,3
1953/54	-7,7	4,1	-4,8	27,3	15,4	42,7
1954/55	-7,4	3,1	-4,8	28,0	8,0	36,0
1955/56	-10,1	3,5	-6,7	22,6	4,8	27,4
1956/57	-10,2	3,5	-6,8	22,3	8,5	30,8
1957/58	-13,6	2,1	-9,7	12,0 **	10,2 **	22,2
1958/59	-11,9	4,5	-7,8	18,1	13,9	32,0
1959/60	-11,1	3,3	-7,5	20,3	6,1	26,4
1960/61	-11,0	4,7	-7,1	20,5	11,0	31,5
1961/62	-12,7	2,9	-8,8	15,0	8,9	23,9
Медиана	-10,3	2,8	-7,0	22,2 ***	9,0	31,5
Средняя арифметическая	-10,0	2,8	-6,8	22,4	9,0	31,4

* \bar{t}_{IX-V} — средняя температура зимы (с сентября по май); $\bar{t}_{VI-VIII}$ — средняя температура лета (с июня по август); $\bar{t}_{год}$ — средняя годовая температура (°C) по наблюдениям в Русской Гавани; P_{IX-V} — сумма зимних осадков (сентябрь — май) по зависимости рис. 37; $P_{VI-VIII}$ — сумма летних осадков (июнь — август) по наблюдениям в Русской Гавани; $P_{год}$ — сумма осадков за год, е/см²; годы гидрологические (с сентября по август).

** Расхождение с табл. 48 объясняется несовпадением промежутков времени. Здесь осадки подсчитаны за календарные сроки: зимние (сентябрь — май) и летние (июнь — август). В табл. 48 они приведены за фактический зимний период 1957/58 г. (с устойчивым снежным покровом) и летний период (с начала схода снега до установления нового снежного покрова следующего года).

*** Медиана зимних осадков по измерениям дождемером со сплошной защитой Нифера, дававшим заниженные суммы осадков (16 лет), равна 13,5 е/см²; медиана зимних осадков по измерениям осадкомером Третьякова, со сквозной защитой, завышающим суммы осадков (с 1953 г., 9 лет), равна 23,0 е/см². Средняя величина из двух этих медиан (21,2 е/см²) довольно близка к полученной по корреляции с температурой воздуха.

благоприятных для того местах, вся местность была покрыта очень неглубоким снегом, а во многих местах приходилось даже огибать совершенно бесснежные поляны» [43, стр. 280]. Описывая дальнейший путь на восток, Л. Ф. Гриневецкий не говорит более о снеге, но, судя по всему, и восточнее заснеженность местности не увеличивалась.

Частые, продолжительные и очень сильные ветры сдувают и переносят снег и отлагают его на подветренных склонах и в понижениях. Такие скопления снега бывают очень велики и нередко не успевают растаять за лето, а часть из них переходит в многолетние снежники, фирновые поля и навейные ледники.

Мощные снежники шириной в десятки и сотни метров, образующиеся у конечных моренных валов, являются весьма характерной особенностью побережья. Они нередко простираются на несколько километров, не стаивают в течение ряда лет и имеют многометровую толщу. Такие снежники лежат вдоль конечной морены ледника Лактионова. Даже у самого берега моря снежники достигают 10 м и более (снежник у базы экспедиции МГГ в бухте Володькиной и др.). Накопившиеся за зиму массы навейного снега значительно превышают летний расход на таяние. Упомянутый снежник на берегу бухты Володькиной существует не менее десяти лет, а возможно, и много дольше. Такие снежники имеют внутри ледяное ядро и представляют собой образования, переходные к малым ледникам. Подробнее многолетние снежники (или навейные ледники) района Русской Гавани описаны В. Я. Бажевой [8]. Такие образования широко распространены на Новой Земле. Описания или упоминания об их существовании в том или ином районе встречаются почти у всех исследователей, изучавших ее природу. Накопления метелевого снега описывал К. Бэр [192, 243]. Он видел навейные снежники у берега на Паньковой Земле и в губе Грибовой. В 1908 г. Ш. Бенар [244] наблюдал их еще южнее — в губе Белушьей. Наиболее южные скопления фирна на суше отмечены на Новой Земле немного севернее параллели 71° [118].

Еще большее распространение имели снежники на участках суши, свободных от ледников, в прежние годы. В. А. Русанов [163] сообщает, что в 1909 г. из центральных областей полуострова Адмиралтейства на перешеек, соединяющий его с северным островом Новой Земли, спускался ледник. Однако в настоящее время здесь никакого ледника нет. Высоты полуострова Адмиралтейства и характер его морфологии убеждают нас в невозможности существования ледника в настоящее время. Происходившие климатические изменения были не настолько велики, чтобы деградировал обширный ледник. Поэтому следует предположить, что В. А. Русанов принял за ледник большой снежник.

Большее, чем в настоящее время, развитие снежников и фирновых полей застал в конце прошлого века на Южном острове Новой Земли Ф. Н. Чернышев [210]. Однако это объясняется не большим количеством осадков (в более суровые зимы, наблюдавшиеся до потепления Арктики, снега, наоборот, выпадало меньше), а меньшим летним таянием. Навейные метелями скопления снега сохранялись дольше. Это подтверждают и исследования на Полярном Урале [206], где современное сокращение малых ледников и снежников объясняется более сильным летним таянием.

Глава VI

ТАЯНИЕ СНЕГА И ЛЬДА

Данных об интенсивности таяния на Новой Земле очень мало. В 1956 г. З. М. Каневским были поставлены наблюдения за таянием на леднике Шокальского, на склоне Барьера Сомнений (примерная абсолютная высота 400 м). Они проводились одновременно с метеорологическими наблюдениями. С помощью простого устройства, предохранявшего находящийся под ним лед от таяния, на одной ледниковой площадке регулярно измерялось (с точностью до 1—2 мм) понижение поверхности в результате абляции в период с апреля по сентябрь [52]. В 1958 г. величина таяния измерялась по рейкам, расположенным на снегомерных площадках обеих ледниковых станций. В 1959 г. таяние, кроме того, было измерено по всей сети вех, установленных на леднике Шокальского и в области его питания.

По данным наблюдений 1959 г. [71, 75] была составлена карта изолиний таяния (рис. 39), позволившая подсчитать, путем определения площадей между изолиниями, его общую величину и распределение по высотным зонам. Кроме того, летом 1958 и 1959 гг. измерялись расходы воды ледниковых рек: Усачевой, Неожиданной, Правой [214] и подсчитан их сток. Это дало возможность сопоставить величину слоя стока с абляцией по речным измерениям.

ПРИХОД ТЕПЛА И АБЛЯЦИЯ

Климатические факторы абляции

Период абляции в центре ледникового покрова продолжается 3—4 недели. Он может прерываться на несколько дней из-за снегопадов и заморозков. На периферии цита период абляции длится на 1—2 недели больше, а перерывы бывают реже и короче. Однако поверхностная абляция может прекратиться на всем покрове одновременно, когда при прохождении фронта на обширной территории выпадают твердые осадки, как это было в августе 1958 г.

Летом 1958 г. абляция началась в конце июня и продолжалась до августа. Всего на Ледораздельной число дней с заметной убылью вещества (когда снижение поверхности от таяния или испарения отмечалось по рейкам) достигло 27, с одним перерывом (10 дней) в начале июля. В 1959 г. период абляции длился дольше — около 40 дней. На Барьере Сомнений таких дней в 1958 г. было 38, с несколькими короткими перерывами (2—4 дня) в июне и начале июля. В 1956 г. абляция здесь продолжалась 50 дней, в 1959 г. — 65. В это число не входят отдельные дни (они могут наблюдаться в апреле и мае), когда под влиянием прямой солнечной радиации днем происходит испарение, а иногда и незначительное таяние. В 1956 г. уже в апреле в течение нескольких безоблачных дней было отмечено понижение поверхности льда от испарения на 1—1,5 см [52]. В эти дни были ветры небольшой силы и пониженная относительная влажность (от 30 до 60%). В отдельные дни мая — июня 1956 г.

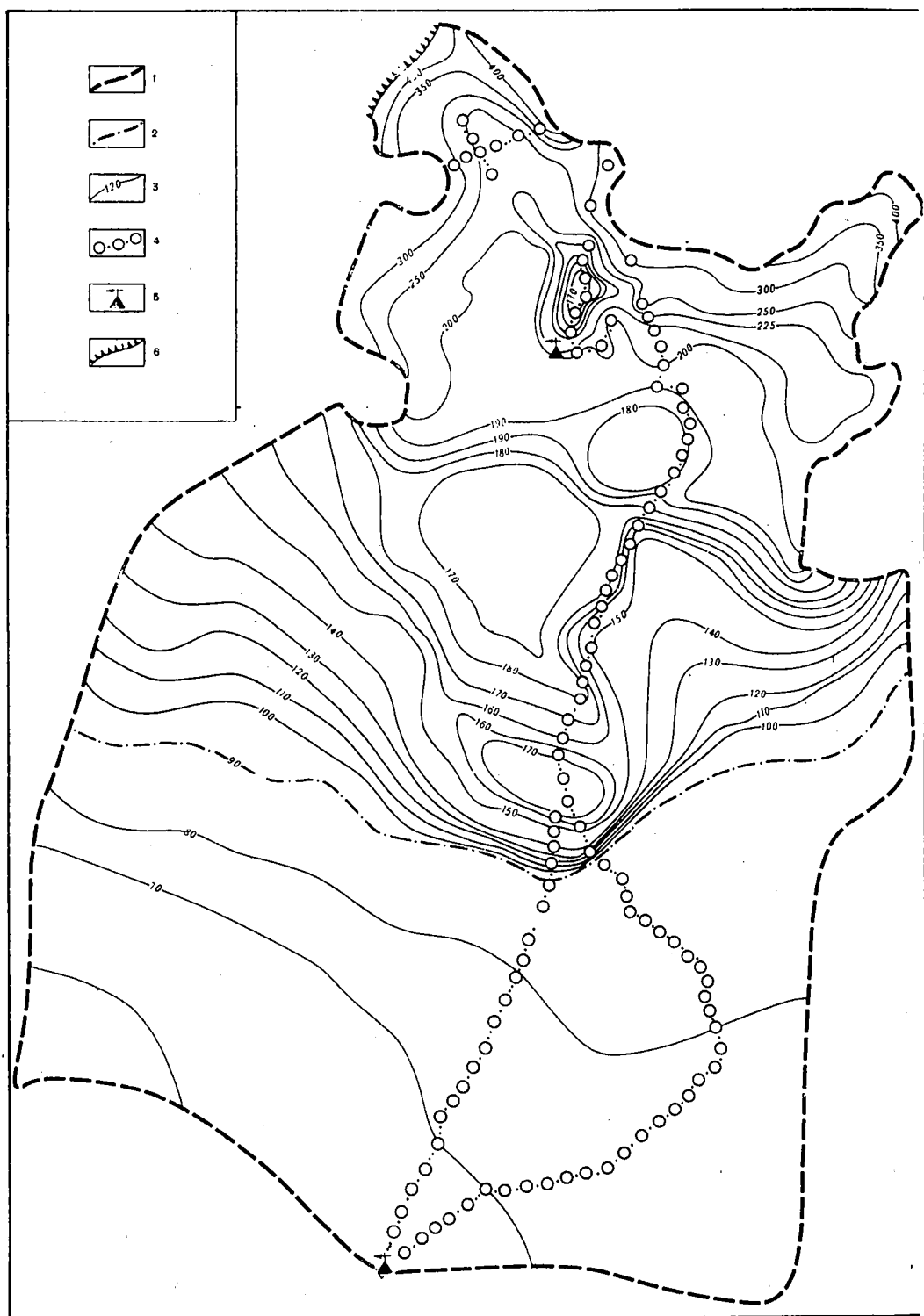


Рис. 39. Таяние снега и льда на леднике Шокальского и питающей его части ледникового покрова за лето 1959 г.

Изолинии (в г/см^2) по маршрутной съемке 24 августа — 8 сентября; 1 — границы ледника и его области питания; 2 — фирмовая линия 1959 г.; 3 — линии равного таяния; 4 — створы вех; 5 — ледниковые станции; 6 — фронт ледника

лед становился влажным, но в условиях постоянной отрицательной температуры воздуха вскоре образовывалась корочка.

Во второй половине июня начинается, как правило, длительное снеготаяние, продолжающееся не только днем, но и ночью. Оно совпадает с повышением температуры выше нуля. С этого момента в снеготаянии, наряду с радиационным теплом, начинает участвовать турбулентный теплопоток из воздуха. В приземном слое воздуха, в связи с нулевой температурой тающей поверхности, образуются температурные инверсии. Положительная температура воздуха достигает особенно больших значений в последней декаде июля (на станции Ледораздельная средняя суточная температура $3-4^{\circ}$, а на станции Барьер Сомнений $-5-7^{\circ}$). В это же время отмечаются и наибольшие величины турбулентных теплопотоков (максимальная суточная сумма на ледоразделе равнялась 202 кал/см^2 , на станции Барьер Сомнений — 294 кал/см^2).

Абсолютная влажность воздуха в течение периода абляции увеличивается вместе с ростом температуры. В конце июня на Ледораздельной она колебалась от 2 до 5 мб, а со второй декады июля почти всегда была больше 6 мб, повышаясь иногда до $8-9 \text{ мб}$. Аналогичные условия были на Барьере Сомнений. Поскольку упругость водяного пара в тонком пограничном слое воздуха над тающей поверхностью снега или льда постоянна и равна 6,11 мб, то в начале периода абляции происходит испарение, а затем преобладает конденсация. Сами по себе величины испарения крайне малы (десятые доли миллиметра в сутки) и практически не увеличивают расход вещества. Однако процесс испарения поглощает большое количество тепла (в 8 раз больше, чем таяние), тем самым замедляя таяние.

Конденсация, напротив, прибавляя вещества очень мало (от 2 до 8 мм в сутки), способствует абляции, так как выделяющееся при этом тепло идет на таяние снега или льда. Поэтому с того времени, когда влажность воздуха становится больше 6,11 мб, в абляции начинает принимать участие еще и третья составляющая теплового баланса — теплота конденсации. Максимальные суточные величины теплоты конденсации сопоставимы с турбулентными теплопотоками из атмосферы (202 кал/см^2 на станции Ледораздельной и 287 кал/см^2 на станции Барьер Сомнений), но средние величины — в 2—3 раза ниже.

Таким образом, абляция протекает неодинаково от начала периода к его концу. В ее ходе можно выделить три этапа, характерные как для области аккумуляции, так и для области абляции. В первые дни абляция ничтожна и осуществляется только путем испарения. Единственным источником тепла служит радиационный баланс. Турбулентные тепло- и влагопотоки направлены от поверхности ледника вверх. Затем (обычно, в конце июня — начале июля) с повышением температуры воздуха до положительных значений турбулентный теплопоток становится направленным вниз. Увеличение общего количества поступающего тепла приводит к снеготаянию. Однако последнее характеризуется еще небольшими величинами, так как продолжающееся испарение с поверхности расходует часть тепла. В среднем в сутки величина таяния на станции Ледораздельная в этот период составляла $0,6 \text{ г/см}^2$, а на станции Барьер Сомнений — $0,8-0,9 \text{ г/см}^2$.

Наиболее интенсивно абляция протекает на третьем этапе, который в 1958 г. был в июле, а в 1956 и 1959 гг. — в июле и августе. В это время резко увеличивается приход радиационного тепла, вызванный уменьшением альбедо поверхности. В области аккумуляции это связано с потемнением снежного покрова из-за скопляющейся в нем талой воды, а в области абляции — со сходом снежного покрова и обнажением льда. Одновременно увеличивается турбулентный теплопоток, так как в это время над ледниковым покровом отмечается максимум температуры воздуха. В турбулентном влагообмене начинает преобладать конденсация, освобожденное тепло которой увеличивает теплосодержание воздуха. Абляция осуществляется только процессами таяния. Таяние, происходящее в результате действия трех факторов — тепла

радиации, тепла воздуха и тепла конденсации — в это время становится наибольшим. Средняя суточная величина таяния в этот период составила на станции Ледораздельная 2; на станции Барьер Сомнений — около 4 г/см^2 .

Тепловой баланс поверхности в период абляции

Чтобы выяснить, какова доля участия в абляции каждого из вышеперечисленных факторов, мы произвели расчет всех составляющих теплового баланса. Он сделан для отрезков времени, когда шла непрерывная абляция. Связь между составляющими теплового баланса поверхности ледника в этот период можно выразить уравнением:

$$A_T + A_H = R + P + LE,$$

где A_T — расход тепла на таяние; A_H — расход тепла на нагревание льда; R — радиационный баланс поверхности; P — турбулентный теплообмен между поверхностью и атмосферой; LE — турбулентный влагообмен. При такой записи уравнения приход тепла к поверхности обозначается знаком (+), его расход — знаком (—).

В фирновой области во время непрерывного таяния прогревание ледниковой толщи осуществляется тальми водами. Поэтому левую часть уравнения можно изобразить как произведение величины понижения поверхности (H) на скрытую теплоту плавления льда (80 кал/г). Определение величины таяния реечным способом неизбежно содержит ошибки, связанные с неточностью визуальных отсчетов, а также с недоучетом таяния на некоторой глубине от поверхности под действием проникающей солнечной радиации. Однако относительная ошибка тем меньше, чем больше промежуток времени, для которого делается расчет.

Некоторым контролем определения A_T служит величина изменения тепло-содержания ледниковой толщи, которая должна быть меньше $80 H$, так как тальные воды могут частично стечь, унеся скрытую теплоту таяния, а частично остаться в незамерзшем состоянии. Изменение теплосодержания можно получить, построив кривые распределения температуры по глубине, характеризующие начало и конец выбранного периода. Площадь, заключенная между кривыми, умноженная на теплоемкость и плотность льда, даст искомую величину.

В области абляции растаявший слой стекает, унося с собой скрытую теплоту плавления. Прогрев здесь обусловлен теплопроводностью благодаря градиенту температуры между тающей поверхностью и толщей льда. Поэтому там, где поверхность сложена льдом, помимо затрат на таяние, измеряемых по количеству стаявшего слоя, необходимо отдельно определять затраты тепла на прогревание. На Барьере Сомнений после зимнего выхолаживания к июлю 1958 г. минимальная температура в верхних слоях была около -10° . Кроме теплопотока сверху, в толщу ледника тепло поступает снизу от уровня постоянной температуры. Здесь, на глубине 20 м, она равна -3° . Однако этот теплопоток значительно меньше теплопотока сверху, за июль 1958 г. он равнялся всего 13 кал/см^2 . Расчет был сделан по формуле Фурье. Общие затраты тепла на прогревание мы определяли по изменению теплосодержания толщи описанным выше способом. Теплопоток сверху равен этой последней величине минус теплопоток снизу и составляет около 20% от затрат тепла на таяние, т. е. является заметной расходной статьей теплового баланса.

Турбулентный тепло- и влагообмен (P и LE) был рассчитан по данным градиентных наблюдений диффузионным методом. О расчетах радиационного баланса говорилось в главе IV. Полученные результаты приведены в табл. 58. Кроме абсолютных значений R , P и LE , они даны в таблице и в процентах всей суммы прихода или расхода тепла; приводится также невязка Δ , образующаяся при замыкании уравнения.

Для короткого периода ошибка, получающаяся при суммировании приходной и расходной частей теплового баланса, не превышает 16% относительно

Тепловой баланс поверхности за время таяния в 1958 г.

Станции	Период	Единицы измерения состав- ляющих тепло- вого баланса	Приход тепла				Расход тепла				Невязка	
			R	P	LE	R + P + LE	LE	A _T	A _H	$N = LE + A_T + A_H$	кал/см ²	% N
Ледо- раз- дельная	23—28	кал/см ²	244,8	224,2	—	469,0	184,0	374,0	558,0	89,0	16	
	июня	%	52	48		100	33	67	100			
	13—31	кал/см ²	1527,7	859,1	419,2	2806,0	—	2700,0	2700,0	106,0	4	
	июля	%	54	31	15	100		100	100			
Барьер Сомне- ний	22—29	кал/см ²	1011,1	413,5	—	1424,6	433,0	738,0	352,5	1523,5	98,9	6
	июня	%	71	29		100	28	49	23	100		
	10—31	кал/см ²	3920,8	2405,0	968,0	7293,8	—	6339,0	758,8	7097,8	196,0	3
	июля	%	54	33	13	100		89	11	100		

суммы расхода. Для более длительных периодов (в июле) относительная ошибка оказалась равной 3—4 %, что можно считать допустимым. Разносить эту невязку не имеет смысла, так как значительную ошибку может содержать любой член теплового баланса, в том числе и его радиационная составляющая (R), а также расход тепла на таяние (A_T), определяемый по речным измерениям.

Из табл. 58 видно, что ведущая роль в таянии принадлежит радиационному теплу. На его долю в период наиболее интенсивной абляции приходится более половины всех затрат тепла. Меньшую роль играет тепло, поступающее из атмосферы (около 30 %), и, наконец, тепло, выделяющееся при конденсации (около 15 %). Таким образом, по типу таяния Новоземельский ледниковый покров на основании наблюдений летом 1958 г. можно отнести к радиационно-адвективному.

Таяние в зависимости от прихода тепла

Получить представление о таянии за прошлые годы и в разных местах ледникового покрова можно по корреляции с величинами, косвенно характеризующими приход тепла. Такими характеристиками могут служить: продолжительность периода таяния (τ), суммы положительных значений температуры (в градусо-часах, градусо-сутках или градусо-месяцах) $\Sigma t_{\text{час}}$, $\Sigma t_{\text{сут}}$, $\Sigma t_{\text{мес}}$ и, наконец, средние значения температуры за определенные календарные сроки в летние месяцы: за три летних месяца с июня по август ($\bar{t}_{\text{VI-VIII}}$) или за два месяца наиболее сильного таяния ($\bar{t}_{\text{VII-VIII}}$). В табл. 59 сопоставлены величины суммарного таяния за весь теплый период с характеристиками прихода тепла, подсчитанными по данным наблюдений в том же месте, где измерено таяние. По имеющимся данным, оказалось возможным использовать наблюдения в пяти пунктах на Новой Земле (в районе Русской Гавани) и в двух пунктах на Земле Франца-Иосифа (на о. Гукера в районе бухты Тихой) за 1956, 1958 и 1959 гг.¹

¹ Использование данных, относящихся к Земле Франца-Иосифа, объясняется недостаточным количеством данных по Новой Земле (это оправдывается сходством климатических условий обоих районов).

Сопоставление суммарного таяния за лето с характеристиками суммы тепла

Место наблюдений и высота над уровнем моря, м	Г дь	Даты периода таяния	Величина тая- ния H , г/см ²	Продолжитель- ность таяния * т, су кп	Сумма положительных значений температуры, °С			Средняя температура, °С		Средняя скорость таяния, мм слоя воды в сутки	Среднее тая- ние на 1° суммы сред- них суточных значений температуры, мм/град в сутки		
					средних суточных $\Sigma t_{\text{сут}}$ градус - суток	средних декадных $\Sigma t_{\text{дек}}$ градусо- декад	средних месяч- ных $\Sigma t_{\text{мес}}$ градусо-месяцев	июнь — август	июль — август				
								$\bar{t}_{\text{VI—VIII}}$	$\bar{t}_{\text{VII—VIII}}$				
Новая Земля	{	Ледораздельная, 800	1958	22—28.VI, 11—30.VII	36	27	38,5	2,7	—0,1 (VII)	—3,3	—2,1	13,3	9,4
			1959	18.VI...31.VIII **	61	(40)	(120,3)	(6,7)	(1,1) (VII—VIII)	(—0,7)	(0,5)	15,2	(5,0)
	{	Барьер Сомпений, 400	1958	18.VI...31.VIII **	122	50	108,7	9,5	3,1 (VII—VIII)	0,0	1,6	24,4	11,2
			1958	19.VI, 23—29.VI, 5—31.VI, 8—13.VIII	97	40	99,0	7,4	2,3 (VII)	—0,4	0,7	24,2	9,8
	{	ст. Барьер Сомне- ний, 300	1959	14.VI...10.IX 1...6.VI,	212	(65)	(230,4)	(18,2)	(5,5) (VII—VIII)	(1,6)	(2,8)	32,7	(9,2)
			1959	12.VI.....10.IX	292	(87)	(373,8)	35,2	11,8 (VI—IX)	(3,5)	(4,6)	33,5	(7,8)
Земля Фран- ца-Иосифа	{	Поперечник г. Ер- молаева — «Высота 198», 100	1958	12...19.VI, 23.VI—22.VIII, 30.VIII—7.IX		73	249,6	22,9	6,6 (VII—VIII)	3,1	3,3		
			1959	29.V...10.VI, 11.VI—10.IX	(400)	99	467,6	45,1	16,2 (VI—IX)	4,5	5,6	40,4	(8,6)
	{	Купол Чурляни- са, 350	1958	25—28.VI, 13...21, 25—30.VII	16	17	26,1	1,4	—0,1 (VII)	—2,3	—1,4	9,4	6,1
			1959	19—22.VI, 8...31.VII, 1...14.VIII	49	(29)	(49,1)	(2,5)	0,4 (VII—VIII)	(—0,7)	(0,2)	16,9	(10,0)
	{	Ледник Седова, 60	1958	24—29.VI, 2...5.VII, 7—21, 23—30.VII, 1...12.VIII	80	37	59,7	5,3	1,4 (VII)	—0,4	0,3	21,6	13,4

* За продолжительность таяния принято число дней со средней суточной температурой воздуха выше 0°C, в месте наблюдений.

** Многоточие между датами означает, что таяние шло с перерывами.

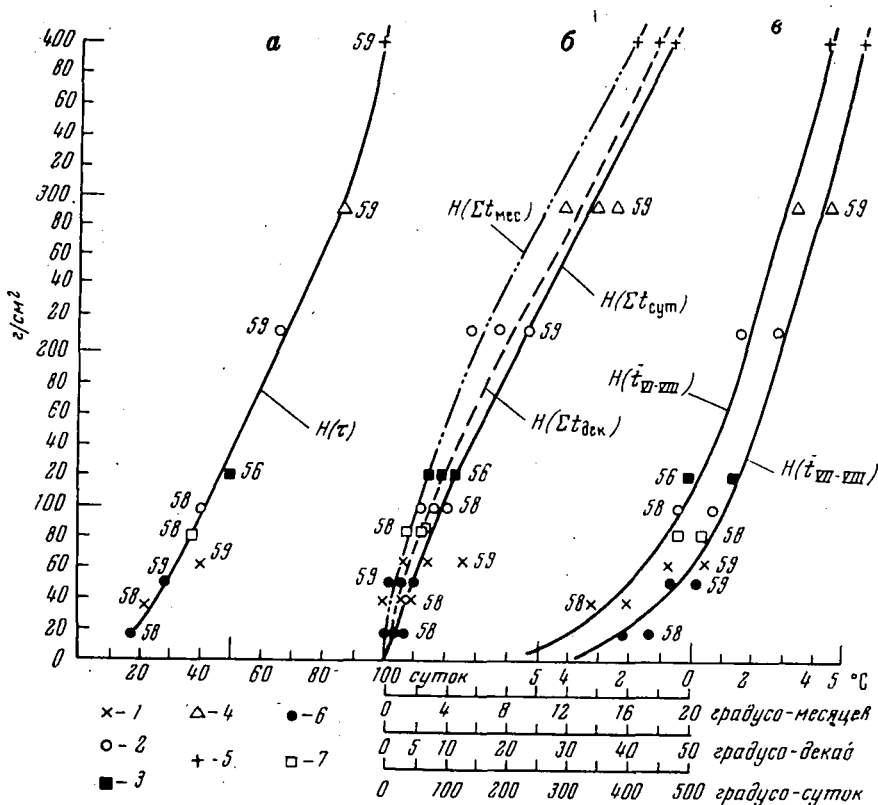


Рис. 40. Таяние снега и льда на ледниках (H , $г/см^2$) в зависимости от прихода тепла, измеряемого:

а — продолжительностью времени таяния (τ , сутки); б — суммой положительных средних суточных ($\Sigma t_{сут}^+$), средних декадных ($\Sigma t_{дек}^+$), средних месячных ($\Sigma t_{мес}^+$) значений температуры воздуха; в — средней температурой лета ($\bar{t}_{VI-VIII}$ или $\bar{t}_{VI-VIII}$)

Кривые построены по наблюдениям 1956, 1958, 1959 гг.: 1 — на станции Ледораздельная; 2 — на станции Барьер Сомнений; 3 — на Барьере Сомнений; 4 — на нижней части ледника Шокальского в створе гора Ермолаева — Высота 198; 5 — на побережье Русской Гавани; 6 — на станции Купол Чурляниса; 7 — на леднике Седова; цифры у точек означают годы наблюдений

На рис. 40 приведены построенные по данным табл. 59 зависимости величины суммарного таяния за лето (H) как функции приведенных в таблице аргументов: $H(\tau)$, $H(\Sigma t_{сут}^+)$, $H(\Sigma t_{дек}^+)$, $H(\Sigma t_{мес}^+)$, $H(\bar{t}_{VI-VIII})$, $H(\bar{t}_{VI-VIII})$. Все кривые связи, показанные на рис. 40, могут быть использованы для определения величины суммарного таяния по данным метеорологических наблюдений. Лучшей из них оказалась связь с продолжительностью периода таяния (τ), подсчитываемая по числу дней со средней суточной температурой выше нуля. По существу, не должна быть хуже и зависимость величины таяния от суммы положительных средних суточных температур ($\Sigma t_{сут}^+$ в градусо-сутках). Обе эти зависимости имеют определенную нулевую точку. При $\tau = 0$ или $\Sigma t_{сут}^+ = 0$, $H = 0$. Суммы ежечасных температур дают очень небольшое улучшение зависимости, практически $\Sigma t_{час}^+ \approx$ (немногим больше) $24 \Sigma t_{сут}^+$. Удовлетворительной оказывается и зависимость $H(\Sigma t_{дек}^+)$. Зависимость от суммы средних месячных положительных значений $H(\Sigma t_{мес}^+)$ становится неопределенной при малых величинах стаивания, когда $\Sigma t_{мес}^+ = 0$, т. е. когда ни в один из месяцев средняя месячная температура воздуха не достигает значений выше 0° , а остается отрицательной. В случаях, когда есть возможность использовать лишь средние месячные значения температуры, помещаемые в

Ошибки определения величины таяния по корреляции с температурой воздуха *

Зависимость	$\bar{\sigma}$, в/см ²	$\bar{\sigma}_{абс}$, в/см ²	$\frac{\bar{\sigma}}{H} \cdot 100, \%$	$\frac{\bar{\sigma}_{абс}}{H} \cdot 100, \%$	Пределы изменения ошибок	
					абсолютных, в/см ²	относительных, %
$H(\tau)$	15	9	19	11	от -12 до +31	от 0 до 51
$H(\Sigma t_{мес})$	13	10	16,5	12	от -20 до +21	от 0 до 56
$H(\bar{t}_{VI-VIII})$	22	17	27	22	от -29 до +31	от 0 до 156 (при малых H)
$H(\bar{t}_{VII-VIII})$	16	14	20	18	от -18 до +22	от 0 до 88 (при малых H)

* $\bar{\sigma}$ — средняя квадратическая ошибка, $\bar{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum \sigma^2}{n-1}}$, где σ — отклонение величины, взятой по зависимости от наблюдаемой; n — число точек, по которым построена зависимость, в нашем случае $n = 9$; $\bar{\sigma}_{абс} = \frac{\sum |\sigma|}{n}$ — среднее арифметическое из абсолютных значений ошибок (без учета знака); $H = 80$ в/см² — медиана ряда наблюдаемых значений таяния (см. табл. 59)

климатических справочниках, более определенными, в нижней своей части, оказываются зависимости от средней температуры летних месяцев — $H(\bar{t}_{VI-VIII})$ или $H(\bar{t}_{VII-VIII})$.

В табл. 60 дается сводка абсолютных и относительных ошибок, получающихся при определении таяния по кривым зависимости, построенным по 9 точкам наблюдений за 1958 и 1959 гг. на ледниковых станциях Новой Земли и Земли Франца-Иосифа¹.

При небольшом числе точек, по которым построены зависимости, большие и меньшие ошибки по одной из них, по сравнению с другими, также могут быть случайными. Поэтому практически можно пользоваться любой. В расчетах, требующих определения температуры воздуха по градиентам изменения ее с высотой, удобнее пользоваться зависимостью таяния от средней температуры определенного периода, чем от суммы положительных месячных значений.

Пользуясь одной из приведенных зависимостей и имея данные наблюдений за температурой воздуха на береговых станциях Новой Земли (на большинстве из них с начала 30-х годов), а также наблюдений трех станций (Русская Гавань, Барьер Сомнений и Ледораздельная) с ноября 1957 г. по февраль 1959 г., можно рассчитать (правда, очень приближенно) величину таяния в любой точке ледникового покрова за любой год, обеспеченный данными метеорологических наблюдений, что и сделано для подсчета баланса массы льда (см. главу XII).

Ход таяния в разных частях ледникового покрова. Между значениями температуры воздуха на всех береговых метеостанциях Новой Земли имеется вполне удовлетворительная корреляция, позволяющая продлить ряды наблюдений и заполнить имеющиеся пропуски, зная горизонтальные градиенты температуры (табл. 61). Хорошая связь обнаруживается и между температурой воздуха по наблюдениям станций Русская Гавань, Барьер Сомнений и Ледораздельная за 1957—1959 гг. Эта связь позволяет найти вертикальные градиенты температуры².

Как видно из табл. 61, средняя летняя температура воздуха заметно повышается от северной оконечности острова к югу. Наблюдается и некоторое ее повышение от карского побережья к баренцевоморскому, но выражено оно слабо и в разных местах по-разному. В отдельные годы разница средней

¹ Точки, соответствующие периоду абляции 1956 г. на Барьере Сомнений [52], нанесены после проведения кривых и удовлетворительно совпали с ними.

² Имеются в виду средние месячные и средние сезонные значения.

Средние значения температуры зимних и летних месяцев и горизонтальные градиенты температуры по наблюдениям береговых станций Новой Земли в 1930—1960 гг.*

Метеостанции	Расстояние между соседними станциями, км **	Средняя многолетняя температура, °С		Разность средних летних значений температуры	Горизонтальный градиент, °С/100 км
		зима (IX—V)	лето (VI—VIII)		
Западный берег					
Мыс Желания	200	—12,2	1,3	1,5	0,75
Русская Гавань	400	—10,0	2,8	1,8	0,45
Мыс Столбовой	110	—7,1	4,6	0,8	0,73
Малые Кармакулы		—7,4	5,4		
Восточный берег					
Мыс Желания	—	—12,2	1,3		
	200			1,3	0,65
Залив Благополучия . . .	400	(—13,1)	(2,6)	1,4	0,35
Маточкин Шар		(—9,8)	(4,0)		
Мыс Выходной ***		—10,2	3,4		

* На станциях Восточного берега ряды наблюдений короче, на некоторых всего пять лет (залив Благополучия, 1937—1941 гг., Маточкин Шар, 1936—1940 гг.), но сравнение средних градиентов температуры (станций западного побережья), подсчитанных за эти пять лет, со средними градиентами за весь период наблюдений (25—30 лет) показывает, что они отличаются одними и теми же, расхождение не превышает 0,1°. Поэтому для станций с коротким рядом наблюдений в таблице даны градиенты, подсчитанные по средним температурам всего за пять лет. Сами средние температуры приведены к температуре за весь 30-летний период по этим градиентам. Такие значения даны в таблице в скобках.

** Расстояния даны по оси острова.

*** Станция Маточкин Шар находилась на берегу пролива Маточкина Шара в 12 км западнее мыса Выходной — крайнего восточного мыса пролива. В течение пяти лет (1936—1940) наблюдения велись в двух пунктах, затем до 1938 г. только на мысе Выходном.

температуры лета в Русской Гавани и в заливе Благополучия изменяется от 1,3 до —1,0°, т. е. бывают годы, когда лето на карской стороне оказывается теплее, чем на баренцевоморской. Создается впечатление, что восточный склон щита получает почти столько же тепла и тает с той же интенсивностью, что и западный, а снега на карском склоне выпадает меньше, поэтому можно думать, что чистая абляция (таяние льда без таяния сезонного снега) там больше.

Изменение температуры с высотой и соответствующие вертикальные градиенты за летние месяцы по наблюдениям 1958 г. приведены в табл. 62. Вертикальный градиент температуры, как видно из этой таблицы, уменьшается с высотой; он велик в нижних частях ледников при переходе от каменистого грунта и скал к снежно-ледяной поверхности. Выше понижение температуры замедляется.

Различия в температуре лета должны определять и различия в ходе таяния в разных частях ледникового покрова. Таяние уменьшается вдоль острова с юго-запада на северо-восток; на любом поперечнике острова оно, по-видимому, несколько меньше на карской стороне, чем на баренцевоморской, однако при расчете баланса массы льда (см. главу XII), неизбежно приближенном, этим различием можно пренебречь.

Изменение температуры с высотой в 1958 г.

Станции	Средняя температура, °С				Разность (числитель) и вертикальный градиент (знаменатель), °С/100 м			
	июнь	июль	август	лето	июнь	июль	август	лето
Русская Гавань	—0,2	5,1	1,5	2,1	$\frac{2,4}{0,80}$	$\frac{2,8}{0,93}$	$\frac{2,4}{0,80}$	$\frac{2,5}{0,83}$
Барьер Сомнений	—2,6	2,3	—0,9	—0,4	$\frac{3,0}{0,60}$	$\frac{2,4}{0,48}$	$\frac{3,2}{0,64}$	$\frac{2,9}{0,58}$
Ледораздельная	—5,6	—0,1	—4,1	—3,3	$\frac{5,4}{0,68}$	$\frac{5,2}{0,65}$	$\frac{5,6}{0,70}$	$\frac{5,4}{0,68}$
Средние разность и градиент по всей высоте . . .								

ТАЯНИЕ И ТАЛЫЙ СТОК

Талые воды на леднике

В центральной области ледникового щита, где имеются скопления фирна, вода, образующаяся от таяния твердых осадков, проникает в фирново-ледяную толщу. Здесь она может полностью остаться, замерзнув в порах фирна, а может частично стечь по водонепроницаемым ледяным слоям. По измерениям летом 1958 г., $\frac{3}{4}$ талой воды замерзло в верхнем 3-метровом слое фирна. Однако талые воды могут проникать много глубже этого уровня. При бурении скважин зимой 1958 г. влажные слои фирна встречались на разных глубинах, а на глубине 15—16 м был обнаружен горизонт, сильно насыщенный водой. Измерения температуры, проведенные в 15-метровой скважине на Ледораздельной, показали, что вся толща фирна прогревается талыми водами до 0°. Отрицательная температура наблюдалась лишь на глубине ниже 22 м.

Количество талой воды, остающейся в фирновой области, было также подсчитано по данным температурных измерений, с использованием метода Е. Н. Цыкина [51]. По этому расчету, после таяния летом 1958 г. в фирново-ледяной толще накопилось (и пошло на инфильтрационное льдообразование) около 75% всей массы талой воды. Разность между всей суммой просочившейся в фирн воды и величиной чистого прихода инфильтрующейся воды составляет $\frac{1}{4}$ часть талых вод. Часть их, вероятно, попадает в трещины, существующие в фирновой области, и замерзает там в виде клиньев и линз конжеляционного льда. Частично они стекают по многочисленным ледяным прослойкам и слоям внутри фирновой толщи в другие участки области питания и, может быть, за ее пределы.

Течение воды внутри фирна из-за малых уклонов (в среднем около 0,5°) может быть лишь очень медленным. По данным ряда авторов [82, 93], средняя скорость внутриснежного стока при малых уклонах можно принять равной 0,02—0,03 см/сек, или примерно 20 м/сутки. При такой скорости вода за период таяния (до 60 дней) может пройти путь в 1,2 км. Именно такой была в 1959 г. ширина полосы вдоль фирновой линии, где наблюдались признаки стока. Поэтому лишь часть стекающей воды может за один сезон выйти за пределы области питания. Большая ее часть вновь замерзает в виде прослоек, жил и линз конжеляционного льда.

Поскольку испарение в области питания чрезвычайно мало (примерно 2 г/см² за период таяния), расход осуществляется главным образом внутри-

ледниковым стоком на периферии области питания. Но и он также характеризуется незначительной величиной.

Непосредственно ниже фирновой линии резко увеличивается уклон ледяной поверхности, на ней появляются мелкие струйки воды, быстро сливающиеся в ледниковые ручьи и большие ледниковые потоки. Для балансовых расчетов было принято, что все талые воды области абляции стекают за пределы ледника. В действительности, очевидно, может случиться, что в какой-то год часть талой воды не успеет стечь и замерзнет на леднике, а частью, может быть, сохранится в подледных руслах и котловинах до следующего года. Сток будет меньше таяния. В другой год, с теплым и продолжительным летом (каким было, например, лето 1959 г.), не только успеют стечь все талые воды этого года, но будут опорожнены подледные водохранилища и ледниковые озера, имеющие подледные пути стока, в которых сохранялись запасы талой воды прошлых лет. В такие годы сток, очевидно, будет превышать таяние, иногда, по-видимому, эта разница может достигнуть значительных размеров.

Как было сказано выше, возможная величина испарения за период таяния на станции Барьер Сомнений не превышает 4 г/см^2 , что пренебрежимо мало по сравнению с величиной таяния и, очевидно, не выходит за пределы возможных ошибок измерений. Поэтому можно принять, что ниже фирновой линии абляция почти равна таянию. Таяние может быть больше, равно или меньше стока, но в среднем многолетнем выводе оно равно ему, и коэффициент стока равен 1. Если таяние равно стоку, его можно назвать стаиванием. Когда другие статьи расхода льда отсутствуют, стаивание равно абляции.

Сеть ледниковых потоков, приледниковых речек и озер в районе ледника Шокальского

На поверхности ледника имеется ежегодно возобновляющаяся и существующая почти неизменно на одних и тех же местах сеть русловых ледниковых потоков и небольших озер. Русла ледниковых потоков часто глубоко врезаются

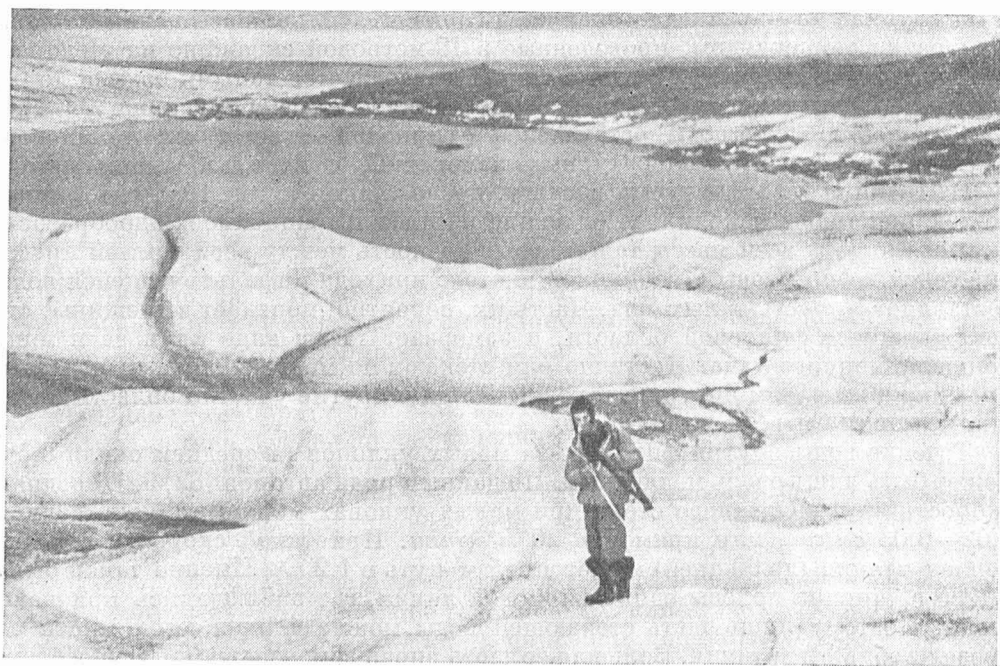


Рис. 41. Ледниковое озеро у горы Ермолаева (у правой боковой морены ледника Шокальского). 11 августа 1958 г. (фото О. П. Чижова)



Рис. 42. Ледниковый колодец на дне озера у горы Ермолаева 11 августа 1959 г.; вода ушла под лед (фото В. В. Энгельгардта)

в лед и имеют отвесные берега. Размеры их обычно невелики, расходы редко превышают 200—300 л/сек. Исключением является ледниковый поток с расходом до 2—3 м³/сек, стекающий с Барьера Яблонского. Большинство ледниковых потоков проваливается в ледниковые колодцы и продолжает путь подо льдом. Другие вливаются в краевые ледниковые речки. Многие ледниковые озера (рис. 41) непостоянны, они то наполняются стекающими в них тальми водами, то опоражниваются. На дне их можно видеть ледниковые колодцы, в которые ушла вода (рис. 42).

Общая площадь абляции ледника Шокальского, на которой наблюдается талый сток, равна 280 км². Часть талых вод стекает с ледника в море по краевым ледниковым речкам: Неожиданной, Правой и Безымянной-Усачевой (рис. 43). В 1958 и 1959 гг. на них проводились измерения расходов воды и был подсчитан сток [214, 215]. Но в эти речки вода стекает лишь с 25—30 км² поверхности ледника Шокальского, т. е. с одной десятой общей площади абляции ледника. Большая часть ледникового стока идет подледными путями и судить о его общей величине можно лишь по речным измерениям стаивания.

В 16—17 км от фронта ледника на юго-восток, у северо-западного склона южной группы гор ЦАГИ, лежит озеро Треугольное. Из него берет начало еще одна приледниковая речка, названная Пропадающей. По водоносности она не уступает р. Усачевой, а по площади водосбора превосходит ее. В нее стекают талые воды с поверхности ледника Шокальского, лежащей выше 300 м над ур. моря, где таяние льда меньше, и равной приблизительно 50 км².

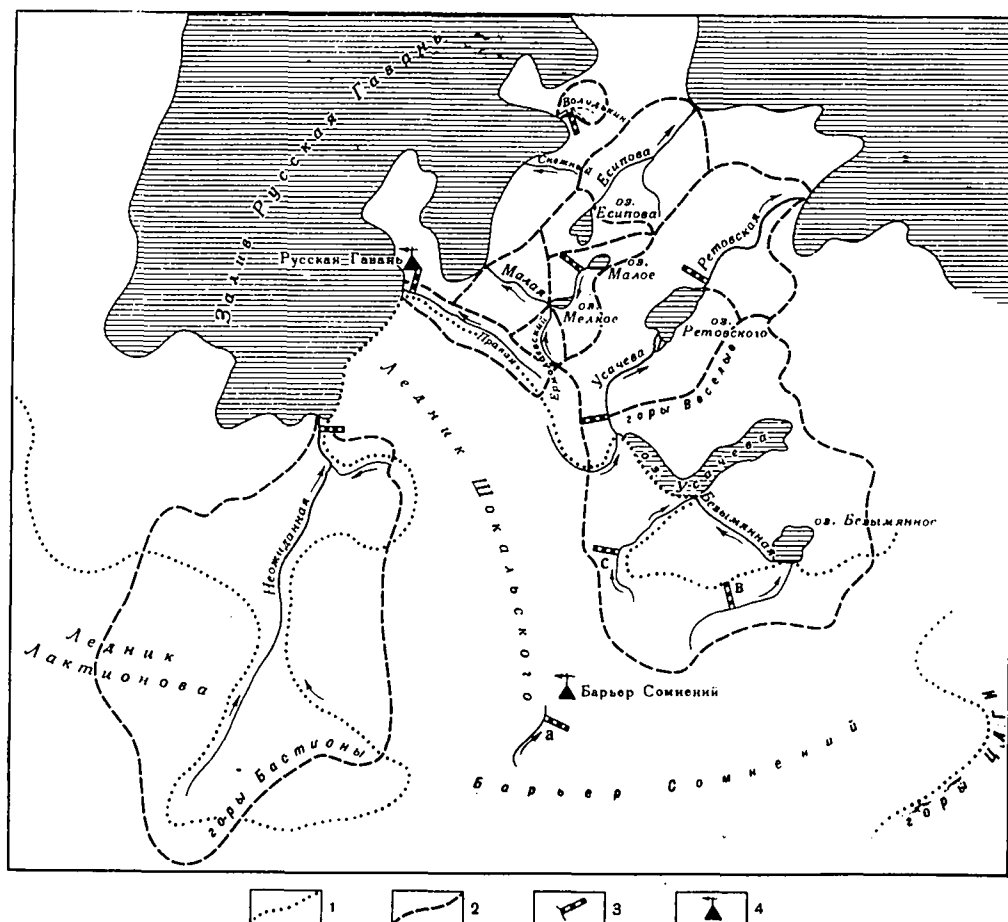


Рис. 43. Схема гидрографической сети района Русской Гавани

1 — границы ледников; 2 — границы водосборов; 3 — гидрометрические створы; 4 — метеорологические станции

Эта река впадает в озеро Провальное, заполняющее котловину между южным и северным массивами гор ЦАГИ. Озеро временами достигает размеров $0,5 \text{ км}^2$ и более, или почти совсем опорожняется, и воды реки Пропадающей устремляются тогда в провал на дне котловины среди нагромождений льда. Затем они, судя по общему устройству поверхности, текут подо льдом в залив Чаева [11].

Пример ухода под лед большой массы воды дает и упомянутый выше ледниковый поток, стекающий с Барьера Яблонского ($2-3 \text{ м}^3/\text{сек}$). Он стремительно течет в голубых ледяных берегах и низвергается в ледяной колодец у подошвы Барьера Яблонского. 13 июля 1959 г. во время измерения с лодки температуры и прозрачности воды в бухте Откупщикова удалось наблюдать выход водного потока в море из-под ледника. В средней части фронта ледника Шокальского из-под него выбивалась как бы струя муты и мелкобитого льда, очевидно, выносившаяся сильным потоком воды. Полоса мелкобитого льда была заметна на протяжении нескольких сот метров [214].

Талый сток с ледника Шокальского

В табл. 63 приводится сводка стаивания по бассейнам отдельных рек, питающихся талыми водами с ледника Шокальского, по наблюдениям 1958 и 1959 гг. Из общей величины стаивания снега и льда в среднем по всей области

Средние величины стаивания по отдельным водосборам на леднике Шокальского *

Водосборы	Площадь, км ²	Стаивание			
		за лето 1958 г.		за лето 1959 г.	
		10 ⁶ м ³ воды	г/см ²	10 ⁶ м ³ воды	г/см ²
Речки Неожиданной	10	14,0	140	34,4	344
Речки Правой	1	1,6	160	4,0	400
Подледного стока ниже Барьера Сомнений	49	52,4	107	120,6	246
Итого бухты Откупщикова . . .	60	68,0	113	159,0	265
Речки Усачевой	15	17,7	118	43,3	288
Речки Пропадающей	50	28,5	57	72,4	145
Подледного стока выше Барьера Сомнений	155	90,2	58	229,6	148
Итого залива Часва	220	136,4	62	345,3	157
Всего по всей площади абляции ледника Шокальского	280	204,4	73	504,3	180
В среднем по всей поверхности ледника, включая и область пи- тания (где поверхностный сток практически равен нулю)	515	204,4	40	504,3	98

* В подобной таблице, опубликованной ранее [215], приводятся несколько иные величины. Расхождения объясняются сделанными уточнениями площади ледника Шокальского и ее распределения между областями питания и стаивания и уточнениями самого расчета. По прежнему расчету, стаивание было несколько завышено, особенно для 1958 г.

абляции ледника в 1959 г. на стаивание снега пришлось 55 г/см² (30%), а на стаивание льда 125 г/см² (70%), или всего 180 г/см². В 1958 г. на стаивание снега пришлось 34 г/см² (46%), а на стаивание льда 39 г/см² (54%), что в сумме дает 73 г/см².

Площади водосборов определены приближенно и даны в табл. 63 с округлением. Границы бассейнов краевых рек, проходящие по леднику, по видимому, непостоянны и не поддаются точному определению. Они, вероятно, изменяются от года к году вследствие изменения путей стока, особенно подледных. Средние величины стаивания по площади водосборов приведены за лето 1959 г. по карте изолиний таяния снега и льда (см. рис. 39), а за лето 1958 г. — на основании соотношений, полученных по данным 1959 г. по кривой изменения таяния с высотой (см. рис. 88).

В ранее опубликованной работе [215] были сделаны расчеты ледникового стока с водосборов рек Неожиданной, Правой и Усачевой по гидрометрическим данным (на основании подсчета стока по измеренным в 1958 и 1959 гг. расходам). Сопоставление этих данных с речными измерениями дано в табл. 64. Таблица показывает, что по наблюдениям 1958 г. расхождение между величинами стаивания по речным измерениям и стока по гидрометрическим данным не превышает 20%, что легко объясняется ошибками измерений и расчетов. Данные наблюдений 1959 г. расходятся больше, оставаясь, однако, в пределах тех же 20% средней величины между стаиванием и стоком

**Сопоставление стока с водосборов краевых рек ледника Шокальского
по гидрометрическим данным и стаявания по речным измерениям (в г/см²)**

Водосборы рек	1958 г.			1959 г.		
	по гидро- метриче- ским данным	по речным измери- ям	относи- тельная ошибка, %	по гидро- метриче- ским данным	по речным измери- ям	относи- тельная ошибка, %
Правой	148	160	+7	350	400	+13
Усачевой	136	118	-14	344	288	-18
Неожиданной	172	140	-20	598	344	-54

для водосборов рек Правой и Усачевой, но для водосбора речки Неожиданной расхождение увеличивается до 54%. Такое большое расхождение можно объяснить фактическим увеличением бассейна в 1959 г., по сравнению с его размерами в 1958 г., за счет подледных потоков и водоемов.

В 1958 г., когда интенсивность таяния и талый сток были вдвое слабее, многие подледные водоемы были замкнуты и не имели выхода в русло речки. Летом же 1959 г. они переполнились и проложили себе дорогу. Объем стока, отнесенный к прежней, меньшей площади водосбора, дал поэтому преувеличенный сток с единицы поверхности. Такое объяснение подтверждается опорожнением ледниковых озер (Провального, озера у горы Ермолаева, озера у Высоты 198), которые то стоят наполненными, когда пути подледного стока из них оказываются закрытыми, то осушаются, когда вода, размыв подледные пути, находит выход. Озеро у горы Ермолаева, например, стояло наполненным водой в течение всего лета 1958 г., а в 1959 г. в разгар таяния спустилось через ледниковый колодец на дне озера.

Приведенные данные о стоке с ледника Шокальского могут быть распространены на значительно большую поверхность ледникового покрова. Эти данные характерны, по-видимому, для всей средней части покрова, по крайней мере, на склоне его к Баренцеву морю. Но судя по температуре летних месяцев, о чем говорилось выше, такой же сток с ледника должен наблюдаться и на карском склоне. К северу величина стока уменьшается, к югу увеличивается в прямой зависимости от температуры лета.

Сток за пределами ледников

В пределах распространения ледникового покрова, речки, питающиеся тальми водами ледников, наиболее многоводны. Речки и ручьи неледникового питания, имеющиеся на побережье, несут значительно меньше воды. Они питаются тальми снеговыми и частью дождевыми водами, а также, в какой-то мере, грунтовыми. Грунтовые воды лежат очень неглубоко, в оттаивающих слоях (на ровных водораздельных пространствах до глубины порядка 1,5 м) над многолетней мерзлотой. Многие из неледниковых рек вытекают из озер. Их режим сильно отличается от режима рек ледникового питания; коэффициент и модуль стока значительно меньше.

Сток ледниковых рек (Неожиданная, Правая, Усачева-Ретовская в районе Русской Гавани) проходит одним продолжительным летним половодьем со многими подъемами и спадами, связанными с повышениями и понижениями температуры воздуха (рис. 44). Распределение стока в году соответствует тьяншаньскому типу Б. Д. Зайкова [69], с той лишь разницей, что зимой (с сентября — октября по май) сток новоземельских рек прекращается полностью. Величина ледникового стока достигала в 1959 г. 980 мм, или 31 л/сек·км² (если включать в площадь водосбора и область питания лед-

ника Шокальского, практически не дающую стока), а в среднем за последние 30 лет (1930—1960 гг.) может быть оценена в 450 мм, или 14 л/сек·км².

Сток неледниковых рек на побережье Русской Гавани (Малая, Есипова, ручей Володькин) достигает наибольшей величины во время снеготаяния. После короткого половодья устанавливается продолжительная летняя межень, прерываемая отдельными дождевыми паводками (см. рис. 44). Распределение стока в году соответствует восточноевропейскому типу Б. Д. Зайкова, но с полным прекращением стока зимой. Величина неледникового стока достигала в 1959 г. 190 мм, или 6 л/сек·км², что соответствует приблизительно его средней многолетней (за 1930—1960 гг.) величине, при коэффициенте стока около 0,6. Более подробная характеристика режима рек и озер района Русской Гавани, с описанием методики подсчета стока, дана в статье О. П. Чинова [215]¹.

За пределами распространения ледникового покрова, в южной части Северного острова и в северной части Южного, ледниковый сток занимает все меньшую долю общего стока. На большей части Южного острова ледниковые реки уже отсутствуют. Режим рек Южного острова, вероятно, сходен с режимом неледниковых рек района Русской Гавани. По-видимому, лишь несколько продолжительней может быть период стока, захватывающий на Южном острове май и начало октября. Неледниковые реки Южного острова по размерам больше, чем реки района Русской Гавани.

В 1947 г. физико-географической экспедицией Арктического института были обследованы речные бассейны северо-западной части Южного острова: р. Безымянной, соседних с ней рек, впадающих в Грибову губу и рек Паньковой Земли. По описанию Р. Г. Дубровиной, проводившей гидрологические работы, реки этой части Новой Земли в большинстве сравнимы по размерам и водоносности с реками района Русской Гавани, характер и режим которых описан в указанной выше работе [215].

Режим рек, обследованных экспедицией 1947 г., характеризуется (по Р. Г. Дубровиной) весенним половодьем от таяния сезонного снега и последующей меженью с короткими дождевыми паводками. Питание снего-дожде-

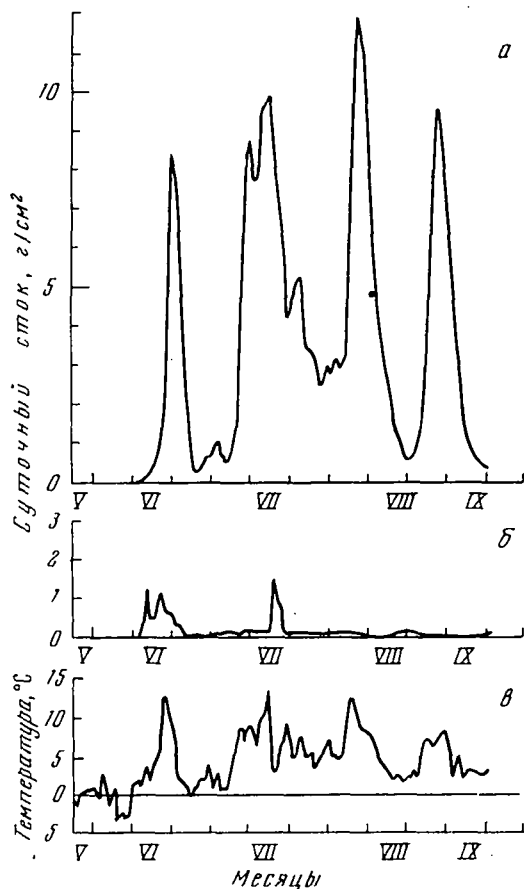


Рис. 44. Графики хода стока и температуры в районе Русской Гавани за 1959 г.

а — ледниковый сток (р. Неождадная); б — неледниковый сток (ручей Володькин); в — средняя суточная температура воздуха по данным станции Русская Гавань

¹ Величины стока, приведенные в этой работе, несколько отличаются от указанных выше. Последние были изменены в связи с уточнением площади ледника Шокальского и расчетов величины осадков на побережье.

вое, с преобладанием снегового, или переходное к ледниковому у рек, берущих начало из фирновых полей и многолетних снежников.

Дополнительным источником питания части рек является таяние ископаемых льдов. Благодаря неглубокому залеганию вечной мерзлоты грунтовое питание невелико. Однако местами наблюдаются выходы грунтовых вод в виде родников. Летом речки, как правило, не пересыхают, а если в отдельных случаях к концу лета и прекращается течение в малых ручьях, то вода всегда сохраняется в русловых наносах.

Зимой все реки перемерзают, вода сохраняется лишь в вадегах, т. е. глубоких омутах у вогнутых подмываемых берегов, где перезимовывает голец. Сток начинается в мае — июне, наибольшие расходы наблюдаются обычно в июле. Замерзание происходит в октябре, к декабрю реки перемерзают до дна.

Характер течения большинства рек горный или полугорный. Часто встречаются пороги, водопады, каменистые перекаты с бурным течением. Во многих местах реки текут в глубоких каньонах, загроможденных обломками скал. Продольный их профиль ступенчатый, невыработанный. У устьев нередко образуются широкие дельты.

Во время работ экспедиции (с половины августа до начала октября) реки несли совершенно прозрачную воду, которая взмучивалась лишь при дождевых паводках.

Река Безымянная, главная река северо-западной части Южного острова Новой Земли, значительно больше речек района Русской Гавани и большинства речек Северного острова. По водоносности она является одной из самых больших рек Новой Земли. Ее бассейн равен приблизительно 1200 км^2 , а питание весьма обильно благодаря ледникам и снежникам в истоках многих ее притоков. Впадает река в губу Безымянную.

Из этого описания видно, что характер и режим речек северо-западной части Южного острова очень сходен с режимом речек района Русской Гавани. Речки этого района можно считать, таким образом, типичными для Новой Земли.

Измеренные экспедицией Арктического института отдельные меженные расходы речек и оценки величины расходов в половодье, сделанные по следам высокого уровня воды, не дают возможности подсчитать сток, но можно думать, что для неледниковых речек годовой слой стока (или модуль среднего годового стока) приблизительно равен соответствующей величине для района Русской Гавани, или, может быть, немного выше за счет удлинения периода стока. Сток рек переходного типа от неледникового к ледниковому больше. К таким рекам принадлежит речка Малая Безымянная, берущая начало у ледников Пенка, и многие другие речки, питаемые перелетовывающими и многолетними снежниками. Величина стока таких речек лежит между величинами ледникового и неледникового стока, приведенными выше для района Русской Гавани, т. е. между $200\text{—}500 \text{ мм/год}$, или округленно $6\text{—}15 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ (для среднего по водности года).

Глава VII

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Температура льда на Новой Земле была впервые измерена В. Ю. Визе [23] в 1913 г. в трещинах ледника Таисия. 24 февраля на глубинах 6,6 и 5,2 м температура оказалась равной $-9,4^{\circ}$ при температуре воздуха на поверхности $-16,0^{\circ}$. 21 марта температура в трещине на глубине 18 м была $-9,1^{\circ}$ при температуре на поверхности $-13,9^{\circ}$; средняя температура за предшествовавшую неделю была $-9,8^{\circ}$. В 1955—1956 гг. были сделаны измерения температуры снежного покрова на ледниках карского побережья. Измерения, проведенные Новоземельской экспедицией Института географии в 1957—1959 гг., по существу являются первыми систематическими измерениями температуры льда на Новой Земле.

Температура льда измерялась электрическими полупроводниковыми термометрами сопротивления (термисторами); точность измерений составляла $\pm 0,1^{\circ}$. Датчики сопротивлений устанавливались на глубинах: 0,0; 0,1; 0,2; 0,3; 0,75; 1; 1,5; 2; 3; 4; 6; 8; 10; 15; 20; 25; 30 м. Наблюдения проводились в стационарных скважинах, а также во время маршрутов. Всего было пробурено 18 скважин; для стационарных наблюдений были оборудованы две глубокие скважины: одна на станции Ледораздельная (глубиной до 15 м), другая — на станции Барьер Сомнений (до 30 м).

В апреле 1959 г. было проведено маршрутное термозондирование от ледораздела до конца языка ледника Шокальского (см. рис. 4). На ледниковом щите температура льда измерялась до глубины 8—11 м, а на леднике Шокальского — до глубины 6 м. Данные наблюдений, методики их проведения и обработка опубликованы в Материалах гляциологических исследований [203, 204].

ОБЛАСТЬ АККУМУЛЯЦИИ

В области аккумуляции пробуренные скважины и шурф вскрыли довольно мощную фирново-ледяную толщу, до глубины 15 м представляющую собой чередование фирновых и ледяных горизонтов, с преобладанием слоев фирна в верхней части разреза (см. рис. 58). Такой разрез типичен для инфльтрационной зоны.

Представление о температурном режиме верхней части фирново-ледяной толщи дают рис. 45, 46 и 47. Из рисунков видно, что за время летнего таяния температура фирново-ледяной толщи приближается к нулю. Наблюдения за температурой показали, что в результате таяния летом 1957 г. толща фирна и льда прогрелась очень глубоко. В декабре 1957 г. температура 0° наблюдалась с 6 м приблизительно до 20—21 м; ниже температура льда в толще становилась снова отрицательной и понижалась с глубиной (на глубине 27 м $-1,4^{\circ}$, на глубине 30 м $-1,6^{\circ}$). В течение холодного периода года температура стала отрицательной до глубины примерно 15—16 м и к началу летнего

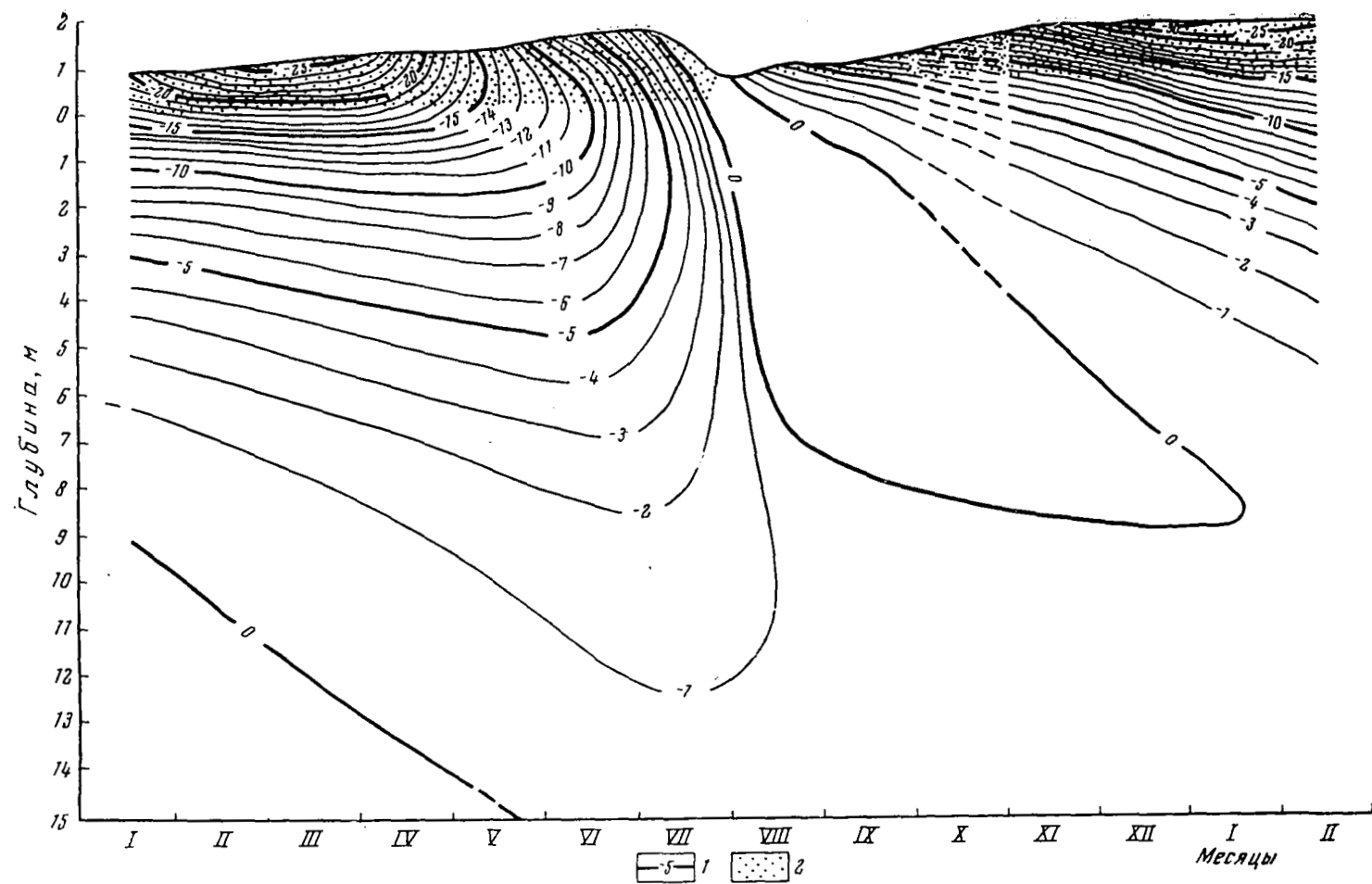


Рис. 45. Распределение средних месячных значений температуры в верхних слоях ледникового покрова на станции Ледораздельная в 1958—1959 гг.

1 — термоизоплеты (в °C); 2 — сезонный снег

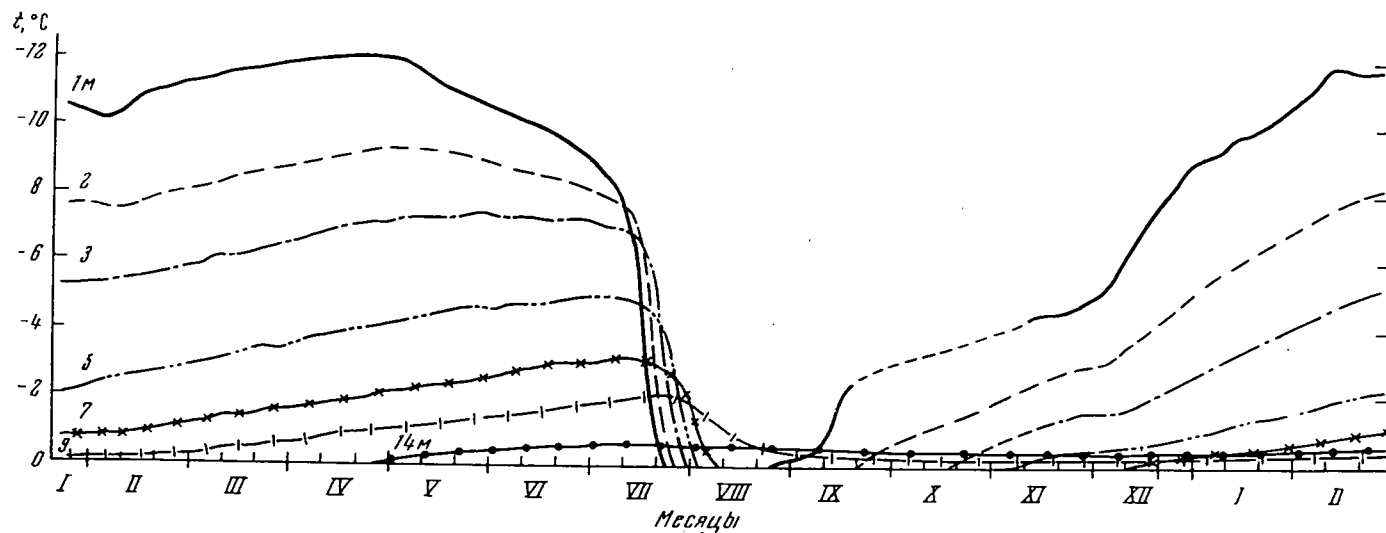


Рис. 46. Ход температуры на разных глубинах (обозначены цифрами) по наблюдениям на станции Ледораздельная в 1958—1959 гг.

таяния 1958 г. понизилась до $-2,0^{\circ}$ на глубине 9 м и до $-0,6^{\circ}$ на глубине 14 м. Таким образом, зимой в верхних горизонтах наблюдаются отрицательные значения температуры, повышающиеся с глубиной до 0° , однако ниже 20—21 м температура с глубиной вновь понижается. Летом 1958 г. верхняя часть толщи приняла нулевую температуру до глубины примерно 8—9 м.

Главными факторами, под воздействием которых формируется температурный режим области питания ледникового щита, являются внешние температурные и радиационные условия, определяющие зимнее выхолаживание и летнее таяние, а также глубина инфильтрации и количество талых вод, проникающих в фирн. Талая вода на щите не имеет поверхностного стока и вся масса ее уходит в толщу фирна, являясь тем самым основным источником повышения температуры активной зоны ледникового щита. Наличие фирна, аккумулирующего тепло во время летнего таяния, препятствует сильному выхолаживанию активного слоя из-за малой теплопроводности фирна, хотя длительность холодного периода года велика и температуры в этот период бывают очень низкими. На станции Ледораздельная средняя температура холодного периода 1957/58 г. (с сентября по май) была $-19,6^{\circ}$, при этом самым холодным месяцем был февраль, средняя температура которого достигла $-28,4^{\circ}$; средняя годовая температура воздуха на этой станции в 1958 г. была $-15,6^{\circ}$, годовая амплитуда средних месячных значений температуры составила $21-22^{\circ}$.

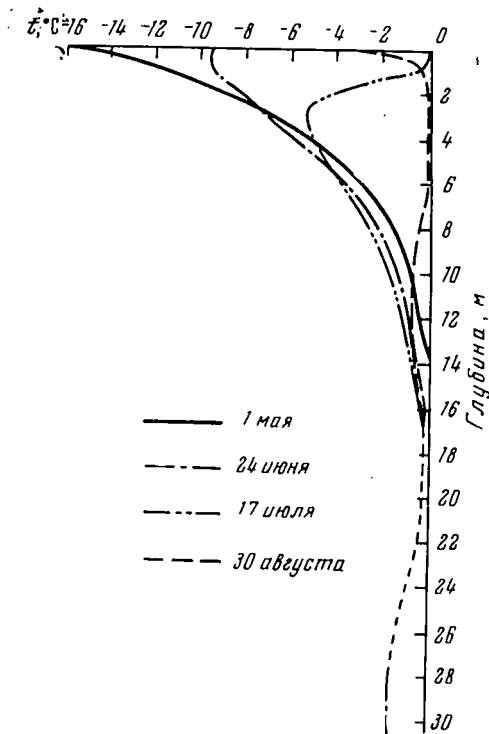


Рис. 47. Изменение температуры с глубиной на станции Ледораздельная в 1958 г.

Летнее таяние на щите очень интенсивно; около половины тепла, затрачиваемого на таяние, поступает от солнечной радиации. Основное таяние происходит в июле, средняя температура которого в 1958 г. на станции Ледораздельная была $-0,1^{\circ}$. Таяние на ледниковом щите происходило с 23 июня по 1 августа, с десятидневным перерывом в начале июля. Средняя температура непрерывного периода таяния (с 11 июля до 1 августа) составляла $+2,1^{\circ}$. Таянию подвергался только сезонный снежный покров. Из общего количества аккумулярованного зимой 1957/58 г. снега (46 г/см^2) растаяло 36 г/см^2 . В 1959 г. таяние было более продолжительным (с 18 июня по 15 августа), и весь накопившийся за зиму снег (61 г/см^2) полностью растаял.

Талая вода является одним из основных факторов, определяющих температурный режим толщи фирна и льда. Существование в фирновой толще ледяных прослоек препятствует глубокой инфильтрации большого количества талой воды. В разных местах глубина проникновения воды неодинакова. По наблюдениям 1958 г., из общей суммы талой и дождевой воды, равной 40 г/см^2 , не менее 30 г/см^2 осталось в верхней части толщи до глубины 6—7 м. Так, А. Б. Бажев (см. главу VIII) по изменению плотности слоев фирна в шурфе до и после таяния установил, что около 30 г/см^2 воды осталось в фирне до глубины 3 м; здесь образовались две ледяные прослойки мощностью 7 и 35 см, увеличилась плотность остальных слоев фирна. Видимых изменений в строении толщи глубже 3 м не наблюдалось.

Судя по наблюдениям в стационарной скважине, к концу таяния талая вода проникла, по-видимому, до глубины 5 м (1 августа температура здесь достигла нуля). 9 августа, когда с поверхности уже шло промерзание, нулевая температура опустилась до 7 м, и прогревание распространилось на более глубокие слои активной зоны. Источником этого прогрева служила, очевидно, вода скопившаяся в фирновых слоях над ледяными водоупорами. Скопление воды в фирновом слое мы наблюдали во время бурения 28 августа 1958 г. недалеко от стационарной скважины. Здесь на глубине 5—6 м был обнаружен слой фирна, насыщенный водой¹. В другом месте при бурении также были встречены влажные прослойки на глубинах около 3 и 5 м.

Частично вода замерзает на стенках трещин и в виде жил конжеляционного льда [7] или остается в толще. Возможно, какая-то незначительная часть воды по внутренним каналам стока уходит за пределы области питания, но большая часть воды, если не вся, остается в фирново-ледяной толще области питания Новоземельского ледникового щита.

До начала таяния, с повышением температуры окружающего воздуха и увеличением радиационного тепла, происходит прогревание активной зоны. Но по сравнению с эффектом, производимым талыми водами, это прогревание очень незначительно, да и сказывается оно только в верхней части активного слоя (примерно до глубины 3 м). В процессе прогревания толщи центральной части ледникового щита можно выделить три периода.

Н а ч а л ь н ы й п е р и о д — прогревание происходит за счет повышения температуры окружающего воздуха и за счет радиационного тепла. Распространение тепла осуществляется только молекулярной теплопроводностью, в основном в снеге. Этот период начинается приблизительно с начала мая и продолжается до начала таяния. В течение указанного времени (около двух месяцев) запас холода в снеге и фирне (до глубины прогрева 3 м) уменьшился на 340 кал². В то же время ниже 3 м (до глубины 14 м) запас холода увеличился на 270 кал, т. е. за весь этот период произошло лишь очень небольшое прогревание активного слоя (примерно на 0,1 ккал) за счет тепла воздуха и солнечной радиации.

С р е д н и й п е р и о д в 1958 г. продолжался с 24 июня по 10 июля. В течение этого времени в прогревании толщи фирна и льда, наряду с радиационным и конвективным теплом, участвовало также тепло талых вод. Таяние в этот период протекало с перерывами и было небольшим. Образовавшаяся вода замерзала в снеге, а выделившееся тепло отводилось в глубь фирново-ледяной толщи молекулярной теплопроводностью. Прогревание было несколько больше, чем в первом периоде, и составило около 0,2 ккал. Произошло прогревание примерно до глубины 5 м. Ниже зоны прогрева температуры еще продолжали понижаться, а запас холода увеличивался. Однако это увеличение было очень невелико и по сравнению с величиной прогрева в верхней части активного слоя им можно пренебречь.

О с н о в н о й п е р и о д в прогревании продолжался с 10 июля до конца таяния. Этот период можно подразделить на два промежутка. Первый, с 10 по 17 июля, — время таяния, когда вся толща сезонного снега приняла нулевую температуру. Талая вода замерзала в снежной толще под воздействием запаса холода самого снега и главным образом нижележащих слоев фирна и льда. Судя по количеству стаявшего снега, за это время образовалось воды около 18 г/см² и почти половина ее снова замерзла в снеге, а выделившееся при этом тепло отводилось в глубь фирново-ледяной толщи².

¹ Влажность фирна не определялась, и поэтому количество воды, содержащееся в этом слое, неизвестно. Но судя по мощности слоя фирна и сильной насыщенности его водой, в нем могло содержаться до 15—20 г/см² воды. Для полного превращения слоя фирна в лед мощностью 85 см (такой слой льда находился примерно на той же глубине в основном шурфе) необходимо было бы около 27 г/см² воды.

² Изменение теплосодержания определялось следующим образом: строились кривые распределения температуры по глубине в начале и в конце выбранного периода, затем подсчитывалась площадь между кривыми в «сантиметро-градусах», которая умножалась на плотность и теплоемкость льда.

Величина прогрева толщи за это время составила около 0,6 ккал, а вместе со снегом около 0,7 ккал. Вторым промежутком длился с 18 июля до конца таяния (31 июля), когда талая вода достигла поверхности фирна и началось проникновение ее вглубь. Прогревание происходило в результате выделения тепла при замерзании воды уже непосредственно в фирново-ледяной толще активного слоя. За это время прогрев составил около 1,4 ккал, что несравненно больше, чем в любой из предыдущих периодов.

Затраты тепла талых вод на ликвидацию запаса холода в активном слое в течение непрерывного периода таяния (с 10 по 31 июля) составили около 2,0 ккал, а за весь период таяния, т. е. с 23 июня, на прогревание было израсходовано приблизительно 2,1 ккал. В результате запас холода к концу таяния до глубины 6—7 м был полностью ликвидирован. В нижней части активной зоны еще сохранялась отрицательная температура, но она продолжала повышаться после окончания таяния благодаря наличию воды, оставшейся в порах фирна верхней части толщи. Таким образом, основным источником прогревания активной зоны ледникового щита являются талые воды.

Талая вода, просачивающаяся в фирново-ледяную толщу, не вся превращается в лед под воздействием запаса холода активного слоя; часть ее замерзает с наступлением холодов. Поэтому на ледниковом щите можно выделить весенне-летнее и осенне-зимнее льдообразование. Весенне-летнее льдообразование происходит за счет запасов холода верхней части активного слоя. Поскольку основное таяние происходит в июле, летнее льдообразование имеет более существенное значение, чем весеннее. Весеннее льдообразование происходит в основном в снежном покрове, который затем почти полностью стаивает. Осенне-зимнее льдообразование происходит частично за счет запаса холода нижней части активного слоя (ввиду малого запаса холода льда образуется всего около $2-3 \text{ г/см}^2$), но главным образом при промерзании с поверхности, когда замерзает вода, взвешенная в порах фирна и скопившаяся на ледяных горизонтах.

За счет собственного запаса холода активного слоя в 1958 г. первоначально в лед превратилось около 27 г/см^2 талой воды. Часть этой воды, примерно 8 г/см^2 , замерзла в снежной толще. Затем этот лед (вместе со снегом) растаял, а образовавшаяся вода просочилась в фирн. Таким образом, в самой фирново-ледяной толще активного слоя за счет собственного запаса холода превратилось в лед около 19 г/см^2 воды. Остальная часть талой воды, которая составляет не менее 40%, замерзла в толще с наступлением холодного периода при промерзании с поверхности, сдерживая при этом проникновение волны холода.

Как уже указывалось, большая часть талой воды в 1958 г. задержалась в верхней половине фирново-ледяной толщи (примерно до глубины 5—6 м); эта часть толщи и оказывает основное «сопротивление» быстрому проникновению холодной волны. Верхняя часть толщи промерзает значительно медленнее, чем более глубокие слои, несмотря на то, что холодная волна в более глубокие слои приходит ослабленной. Так, в 1957 г. после летнего таяния, закончившегося в конце августа, отрицательные значения температуры на глубине 5 м появились в середине декабря. Следовательно, 5-метровая толща промерзла приблизительно за 3,5 месяца, со средней скоростью промерзания 1,4 м в месяц. На глубине 9 м отрицательная температура появилась 3 февраля 1958 г.; значит, 4-метровая толща (с 5 до 9 м) промерзла менее двух месяцев, со скоростью более 2 м в месяц. Более быстрое промерзание в середине активного слоя связано, вероятно, с малым количеством взвешенной воды в фирновых слоях, ликвидацией «сдерживающего» влияния верхних слоев и очень низкими отрицательными температурами воздуха в зимние месяцы. К началу таяния 1958 г. на глубине 9 м минимальная температура была $-2,0^\circ$.

30 апреля 1958 г. отрицательная температура появилась и на 14-метровой отметке, т. е. на глубинах с 9 до 14 м промерзание продолжалось почти три месяца, со скоростью 1,7 м в месяц. Это уменьшение скорости

промерзания можно объяснить ослаблением холодной волны с глубиной и наличием влаги в прослойках. Действительно, во время бурения скважины в январе 1958 г. на глубине около 14 м была обнаружена влажная прослойка. В холодный период 1958/59 г. промерзание происходило приблизительно так же.

Хотя промерзание достигает значительной глубины — 15—16 м, сильного выхолаживания толщи не происходит. К началу таяния 1958 г. запас холода в активном слое был равен 2,2 ккал. Следовательно, талые воды не только являются главным источником прогрева фирново-ледяной толщи активного слоя, но также препятствуют сильному зимнему выхолаживанию.

В активном слое происходят основные процессы льдообразования и формируется температурный режим толщи ледника. По различной степени участия факторов, формирующих температурный режим, в активном слое можно выделить две зоны: верхнюю, или зону инфильтрации, и нижнюю зону.

В верхней зоне в основном происходят инфильтрационные процессы, быстрый летний прогрев; в ней остается большая часть талой воды. Нижняя граница зоны непостоянна и зависит главным образом от строения толщи и количества талой и дождевой воды, проникающей в фирн. В разные годы глубина проникновения талых вод различна и, по-видимому, от года к году уменьшается с увеличением плотности фирна и толщины ледяных прослоек. В 1958 г. мощность верхней зоны была приблизительно 6—7 м. Летом она прогревается до нуля, а зимой выхолаживается, т. е. для летнего периода характерно изотермическое состояние, а для холодного периода — зимнее распределение температур (с глубиной температура повышается). Зимнее распределение температуры устанавливается после появления отрицательных значений температуры в верхних слоях зоны. Осенний период, для которого характерно смешанное распределение температуры (когда минимальные значения температуры находятся на верхней и нижней границах зоны), полностью отсутствует. Постепенно толща промерзает и во всей зоне устанавливается отрицательная температура. Примером может служить распределение минимальных значений температуры в 1958 г. в фирново-ледяной толще на станции Ледораздельная:

Глубина, м	Температура, °	Глубина, м	Температура, °
0	—18,5	3	—7,4
0,5	—13,4	5	—5,0
1	—12,1	7	—3,2
1,5	—10,8	9	—2,0
2	—9,3	14	—0,6

На поверхности фирна минимального значения ($-18,5^{\circ}$) температура достигла в марте (средняя температура этого месяца была здесь $-18,1^{\circ}$); на поверхности снега минимальная температура в марте опускалась до $-39,9^{\circ}$. Непрерывное повышение температуры на поверхности фирна в 1958 г. началось с 10 апреля, к 26 июня температура поднялась до $-9,4^{\circ}$ и стала выше температуры нижележащего горизонта. Начался период с весенним распределением температур, который совпал с началом снеготаяния. С увеличением прогрева минимум температуры опускался все ниже, и к 20 июля установилось летнее распределение температуры. К концу июля вся верхняя зона прогрелась до нуля (рис. 48).

В нижней зоне активного слоя температурный режим зависит в основном от глубины проникновения и количества воды, содержащейся в фирновых слоях верхней зоны. Прогревание здесь осуществляется только за счет талых вод. Под действием сильного и глубокого прогрева толщи талыми водами и в результате «сдерживающего» действия воды, содержащейся в порах фирна и выделяющей тепло при идущем сверху замерзании, холодная волна достигает нижней границы активного слоя лишь ко времени

таяния, да и то сильно ослабленной. Например, в 1958 г. на глубине 14 м отрицательная температура появилась 30 апреля и минимального значения ($-0,6^{\circ}$) достигла в июле. Затем, с началом энергичного таяния и инфильтрации талой воды, происходит быстрое прогревание толщи и теплая волна гасит холодную. В результате глубокого и быстрого прогревания и ослабленного действия холодной волны в нижней части активного слоя, на глубинах примерно с 15 до 21 м, образовалась зона повышенных (нулевых и близких к нулю) значений температуры. Нулевая температура до глубины 20 м была прослежена во время бурения скважины на ледниковом щите в декабре 1957 г., а также в мае 1958 г. при рытье шурфа.

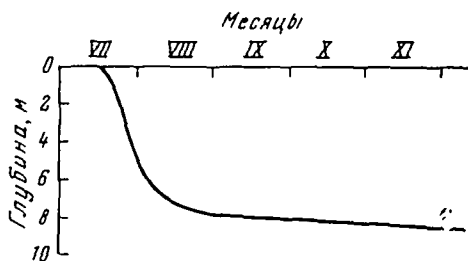


Рис. 48. Ход нулевой температуры в фирново-ледяной толще в 1958 г.

Существование отрицательных значений температуры в толще льда ниже слоя с нулевой температурой говорит о том, что мощная толща фирна и прогревание ее талой водой до нуля не постоянно существуют на ледниковом щите (иначе вся толща льда имела бы нулевую температуру). Периодически создаются условия, когда накопление фирна уменьшается или полностью отсутствует.

По-видимому, на Новой Земле примерно с 1943—1944 гг. шло непрерывное накопление фирна, а с 1952 г. — усиленная инфильтрация. В пользу такого предположения говорят следующие факты: холодные летние сезоны в 40-х годах и теплые летние сезоны в 50-х годах во всей Западной Арктике; ход снегонакопления и таяния, определенный по корреляции с температурами в Русской Гавани; наличие фирново-ледяной толщи на ледниковом щите мощностью не менее 12 м. Если учесть, что, вероятно, нижняя часть толщи фирна была превращена в лед путем инфильтрации талой воды, то с 1943 по 1957 г. накопилась толща льда мощностью не менее 12 м. По расчетам снегонакопления путем корреляции с температурой воздуха в Русской Гавани, с 1943 по 1957 г. могла накопиться толща фирна и льда мощностью около 13 м.

Как известно, фирн оказывает отопляющее действие на нижележащую ледниковую толщу, особенно значительное в тех местах, где существует летнее таяние. Величина согревающего влияния фирна увеличивается по мере усиления таяния. Тепло талых и дождевых вод легко и быстро улавливается фирном, но не отдается обратно вследствие его малой теплопроводности. Благодаря этому температура в нижней части активного слоя оказывается намного выше той температуры, которая возникла бы при отсутствии инфильтрационного прогревания при данной средней годовой температуре воздуха.

Выше уже отмечалось, что средняя годовая температура воздуха на станции Ледораздельная в 1958 г. была $-15,6^{\circ}$, а средняя многолетняя — около -13° , тогда как температура фирново-ледяной толщи на глубине 15—20 м оказалось очень близкой к 0° или нулевой.

Таким образом, принимая высказанное выше предположение о непрерывном накоплении с 1943—1944 гг. и усиленной инфильтрации с 1952 г., можно сделать попытку подсчитать количество талой воды, которая ежегодно превращалась в лед в период усиленной инфильтрации (1952—1957 гг.), и величину прогрева теплом талых вод.

Водозапас только слоев льда (не считая слоев фирна) до глубины 12 м равен 424 г/см^2 . Допустим, что эти слои льда образовались в период интенсивного таяния 50-х годов. Допустим, что из общего количества льда только половину, т. е. 212 г/см^2 составляет инфильтрационный лед, образовавшийся за эти 6 лет интенсивного таяния и заполнивший поры внутри фирна (в среднем по 35 г/см^2 в год). Эта величина взята без учета воды, пошедшей на уплотнение оставшихся слоев фирна и образование льда ниже 12 м. Если считать, что с 1943—1944 гг. по 1957 г. накопилась толща не 12, а 13 м, то талой воды, пошедшей на образование слоев льда с 1952 по 1957 г., будет 266 г/см^2 (по 44 г/см^2 в год). В среднем можно принять ежегодный приход талой воды в толщу фирна равным 40 г/см^2 . Это соответствует величине прихода воды в толщу фирна летом 1958 г.

Если считать, что в течение 6 лет (1952—1957 гг.) в толщу поступало не менее 40 г/см^2 воды в год и принять, что лишь 30 г/см^2 * расходовалось на прогрев нижележащей толщи, то за 6 лет на прогрев глубже 10 м пошло около 4,8 ккал тепла (их дают 60 г/см^2 талой воды). Этого количества тепла достаточно для прогрева толщи с 10 до 30 м со средней температурой -6° (и запасом холода более 5,0 ккал) до состояния, которое наблюдалось в 1958 г. (запас холода в толще с 20 до 30 м в 1958 г. был равен приблизительно 0,5 ккал).

В результате летнего таяния 1957 г. талая вода проникла, по-видимому, до глубины 14 м, так как вся толща имела нулевую температуру. Возможно, что на указанной глубине и несколько ниже ее нулевая температура существовала весь холодный период 1956/57 г. и сохранилась до таяния 1957 г. Затем в результате прогрева за время таяния 1957 г. теплая волна быстро погасила холодную, и нулевые температуры сомкнулись.

За холодный период 1957/58 г. толща промерзла несколько глубже 14 м (примерно до 15—16 м). Теплая волна 1958 г. достигла, вероятно, той же глубины 15—16 м, почти полностью ликвидировав запас холода в активном слое. Но все же на глубинах 10—15 м сохранились отрицательные температуры до $-0,4^\circ$, главным образом благодаря тому, что таяние в 1958 г. было значительно меньше, чем в предыдущие годы. Кроме того, с возникновением мощных ледяных слоев в фирновой толще инфильтрация талой воды от года к году будет затрудняться и проникать на все меньшую глубину. Такая тенденция, возможно, наблюдается в настоящее время. Если это так, то количество льда в толще должно быстро возрастать, и он вскоре должен появиться на поверхности шита.

Общая мощность слоев фирна около 740 см; для заполнения открытых пор и превращения его в лед необходимо 185 г/см^2 воды. При ежегодном приходе в толщу 40 г/см^2 воды на превращение фирна в лед потребуется около 5 лет. Наличие ледяных слоев препятствует глубокому проникновению большого количества воды; вода задерживается главным образом в верхней половине фирново-ледяной толщи. Чтобы заполнить поры в фирне до глубины 6 м, нужно не более 130 г/см^2 воды; их заполнение может произойти приблизительно в течение 3—4 лет.

Такое быстрое превращение фирна в лед инфильтрационным путем возможно только при сохранении в течение ближайших лет соотношения таяния и накопления твердых осадков, наблюдавшегося в 1958—1959 гг.

Конец 50-х — начало 60-х годов отличаются возрастанием континентальности климата, которое выражается в понижении зимних и повышении летних температур воздуха; наблюдается тенденция к увеличению таяния и, возможно, к уменьшению осадконакопления. При таком соотношении осадконакопления и таяния прирост фирна будет очень незначительным, а возможно, его и вовсе не будет. Тогда уже к 1962—1963 гг. на поверхности шита может появиться лед — питание станет ледяным. С выходом льда на поверх-

* Часть этой воды (возможно, не менее $1/3$) во время летнего таяния замерзает в снеге и при последующем таянии снега снова участвует в прогревании толщи активного слоя.

ность тепло талых вод перестанет поступать в глубь толщи, а будет уноситься за пределы ледника; зимнее выхолаживание намного превысит летний прогрев, который будет происходить только путем молекулярной теплопроводности. От длительности существования условий ледяного питания на щите будет зависеть и температура активного слоя.

Вообще конец 50-х годов характеризуется превышением образующегося объема инфильтрационного льда в фирне над свободными порами снежного остатка, что присуще ледяному типу питания. В то же время преобладают процессы инфильтрации, что характерно для фирнового питания. Постепенно с ликвидацией запасов фирна, либо с образованием непроницаемой для воды мощной ледяной прослойки на поверхности или в верхних горизонтах толщи, льдообразование придет в соответствие с типом питания. В дальнейшем, при превышении осадконакопления над стаиванием в 1,5 раза или же при уменьшении таяния на такую же величину [51], фирновое питание может возобновиться.

Так как в настоящее время на новоземельском щите преобладают процессы инфильтрационного льдообразования, то температура толщи на нижней границе активного слоя всегда остается намного выше многолетней средней температуры воздуха (иногда на 10° и более). При особенно благоприятных условиях — сочетании мощной фирновой толщи с сильным и длительным таянием — на нижней границе активной зоны температура может стать нулевой. Очевидно, подобные условия и наблюдались во второй половине 50-х годов.

ОБЛАСТЬ АБЛЯЦИИ

Температурный режим области абляции характеризуют данные стационарной скважины, пробуренной на леднике Шокальского у станции Барьер Сомнений. Здесь с глубины 7—8 м идет постоянное (в течение года) повышение температуры (рис. 49—51). На глубине максимального проникновения теплой волны в 1958—1959 гг. (14—15 м) температура льда в леднике около $-4,5^{\circ}$. Это на $5,5^{\circ}$ выше средней температуры воздуха, которая равна здесь примерно -10° .

В осенне-зимний период на леднике происходит выхолаживание толщи, которое зависит в основном от температуры воздуха. Прогревание же определяется в значительной мере также и солнечной радиацией. Так как лед непроницаем для талой воды (за исключением коры таяния и трещин), то прогревание, так же как и выхолаживание ледника, происходит путем молекулярной теплопроводности. В процессе прогревания толщи ледника можно выделить несколько периодов.

Первый период начинается с повышения температур воздуха и продолжается до начала таяния снега. С повышением температуры воздуха, которое на станции Барьер Сомнений в 1958 г. началось в первых числах мая, и с увеличением прихода радиационного тепла происходит постепенное прогревание поверхностных слоев ледника. Измерения температуры льда на леднике Шокальского начались в конце мая 1958 г., поэтому подсчитать величину прогрева и изменение теплосодержания за весь период нельзя. С 26 мая (начало измерений температуры) до 16 июня (начало таяния снега) произошло уменьшение запаса холода в толще до глубины 7 м на 260 кал. Эта величина складывается из теплоприхода через поверхность (110 кал) и из более теплых нижележащих слоев льда (150 кал). Прогревание активного слоя было небольшим.

Второй период охватывает таяние сезонного слоя снега, продолжавшееся с 16 июня по 6 июля. Судя по количеству стаявшего снега, затраты тепла на его таяние составили около 1,2 ккал. На прогревание толщи, охватившее за это время 8 м, пошло 680 кал, в среднем по 34 кал в сутки. Эта величина складывается в основном из тепла солнечной радиации, конвективного тепла и тепла талых вод, выделяющегося при замерзании воды на поверхности

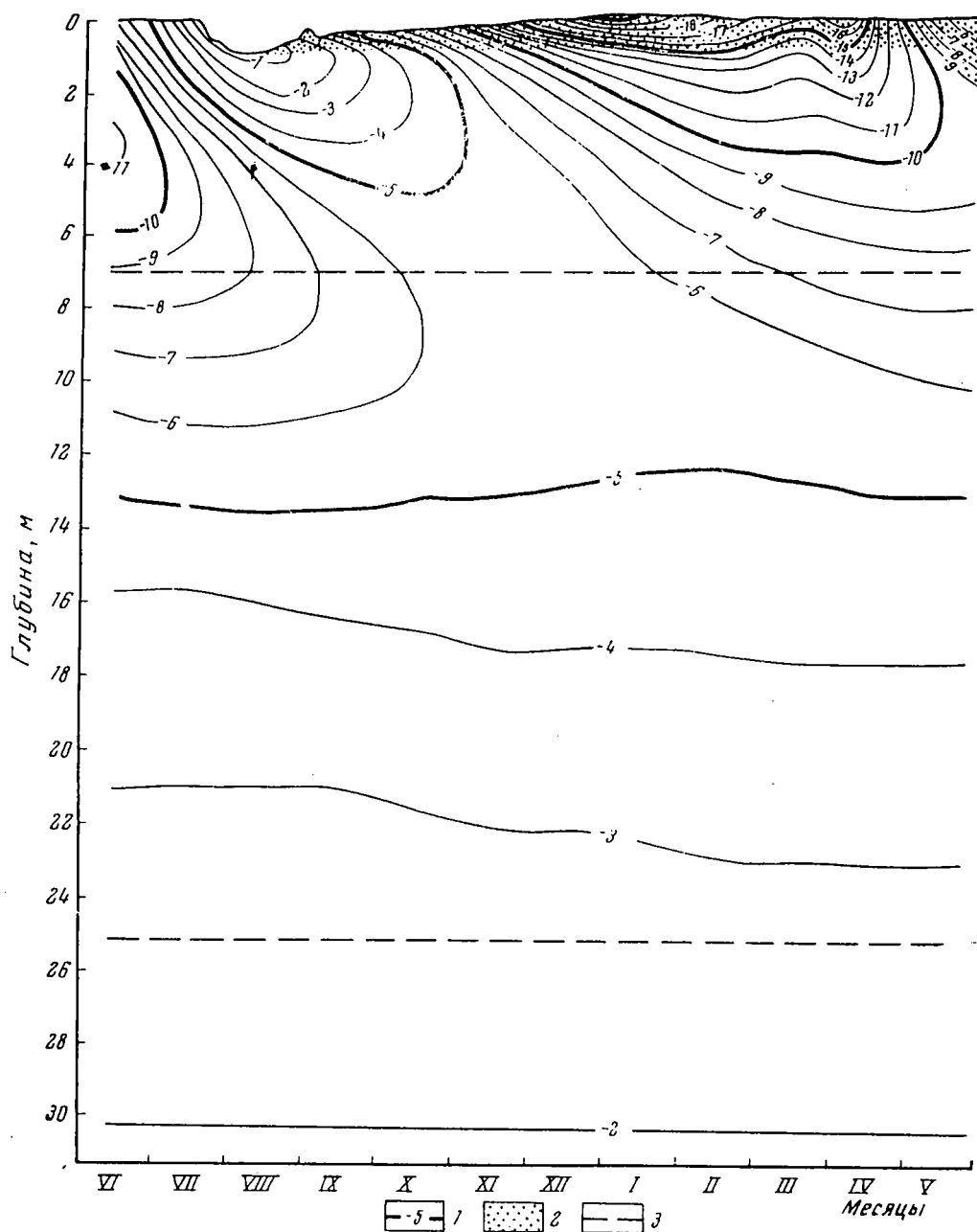


Рис. 49. Распределение средних месячных значений температуры на леднике Шокальско-го (станция Барьер Сомнений) в 1958—1959 гг.

1 — термоизоуплеты (в °C); 2 — сезонный снег; 3 — границы температурных зон

льда. Теплоприход из более теплых глубоких слоев можно пренебречь, ввиду очень малого его значения (несколько больше 20 кал за весь период) по сравнению с прогреванием с поверхности. Тепло солнечной радиации и конвективное тепло в этот период затрачиваются главным образом на таяние снега. Часть воды, образующейся во время таяния, замерзает на поверхности ледника вследствие притока холода снизу, тем самым уменьшая запас холода в леднике. Избыток воды, не успевающий заморзнуть, стекает с ледника, унося с собой тепло.

Таяние снега в это время составляло в среднем по $0,7-0,8 \text{ г/см}^2$ в сутки, а затраты на таяние — примерно 60 кал в сутки. Если считать, что во время таяния сезонного снега прогревание ледника происходило только за счет тепла, выделяющегося при замерзании воды на поверхности ледника, и составляло по 34 кал в сутки, то в среднем под воздействием запаса холода ледника замерзало примерно $0,4 \text{ г/см}^2$ воды в сутки. В результате этого процесса к 7 июля мог образоваться слой наложенного льда толщиной около 9 см . В дальнейшем, однако, этот лед полностью растаял. Таким образом, к затратам тепла, пошедшего на таяние снега, необходимо прибавить тепло, затраченное на таяние вновь образовавшегося льда, и тогда общие затраты на таяние в течение второго периода будут около $1,9 \text{ ккал}$.

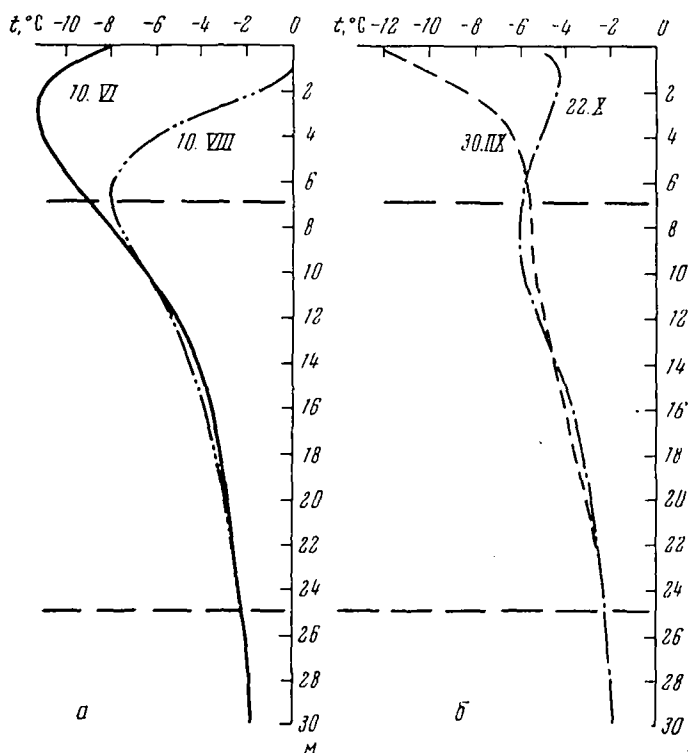


Рис. 50. Изменение температуры с глубиной по наблюдениям на станции Барьер Сомнений в 1958/59 г.

а — весной и летом; б — осенью и зимой; штриховой линией показаны границы температурных зон

Третий период — это период таяния льда, которое происходило непрерывно с 7 по 31 июля. Общие затраты на таяние, судя по количеству стаявшего льда, составляют $6,7 \text{ ккал}$. В среднем за сутки стаявало примерно по $3,5 \text{ г/см}^2$. Запас холода в леднике за этот период уменьшился еще на $1,0 \text{ ккал}$, в среднем прогревание шло по 42 кал/см^2 в сутки. Как видно из приведенных данных, хотя приход тепла на поверхность ледника весьма велик, на прогрев ледника было затрачено всего около $1/7$ части тепла, пошедшего на таяние льда. Большой избыток тепла на поверхности, не успевавший отводиться в глубь ледника, уносился талыми водами.

Верхний слой льда (кора таяния) во время таяния имеет нулевую температуру и обычно бывает сильно разрыхлен в результате действия солнечной радиации. Как отмечает А. Н. Кренке [103], основным способом теплопередачи через этот слой с нулевой температурой является не теплопровод-

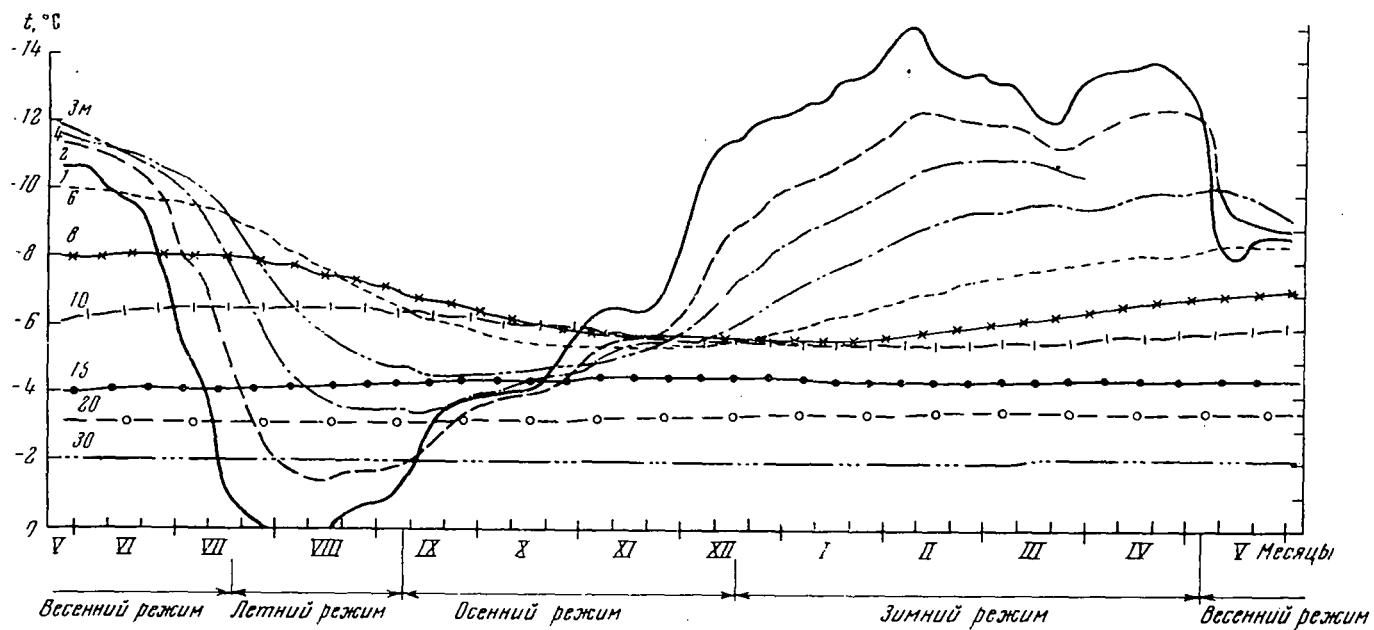


Рис. 51. Ход температуры на разных глубинах (обозначены цифрами) на леднике Шокальского (станция Барьер Сомнений) в 1958—1959 гг.

ность, а проникновение воды в кору таяния и замерзание ее с выделением тепла. Это тепло отводится в глубь ледника путем теплопроводности.

Прогревание толщи льда на 42 кал соответствует примерно 0,5 г/см² замерзшей воды. Следовательно, за весь период таяния льда, под воздействием запаса холода ледника замерзало и вновь растаивало в общей сумме около 12,5 г/см² талой воды. На таяние этого количества льда необходимо 1 ккал тепла. Значит, общие затраты на таяние льда за третий период составляют не 6,7, а 7,6 ккал.

Разница между величинами прогрева толщи ледника за второй и третий периоды не очень значительна. Между тем затраты на таяние снега примерно в четыре раза меньше затрат на таяние льда. Очевидно, прогревание ледника в период таяния снега зависит от мощности снега на леднике, интенсивности таяния и запаса холода в толще ледника. Наибольшее прогревание ледника произойдет в том случае, если таяние будет не очень интенсивным, а сток незначительным или полностью отсутствовать. Например, на куполе Чурляниса (Земля Франца-Иосифа) затраты на таяние снега в 1958 г. составили 2,9 ккал, а толщина ледника прогрелась за это время на 2,1 кал [103]¹. Сток талой воды здесь во время таяния снега был незначительным, и большая часть ее вновь замерзала под воздействием запаса холода ледника. Величина прогрева толщи льда от затрат на таяние снега составила на куполе Чурляниса в 1958 г. более 72%. На леднике Шокальского прогревание ледника за время таяния снега от затраты тепла на его таяние в 1958 г. составило 57%. А за период таяния льда (после стаивания снега) прогревание ледника от затрат на таяние льда составило в 1958 г. около 15%.

Ч е т в е р т ы й п е р и о д охватывает время с 1 по 12 августа. Таяние в этот период было незначительным. Протекало оно с перерывами и большей частью в дневные часы. Таянию подвергался главным образом снег, выпавший на мокрую поверхность ледника. За этот период толща ледника прогрелась еще на 240 кал (в среднем по 19 кал/см² в сутки). Тепло, которое пошло на прогревание ледника, выделилось при замерзании воды, образовавшейся от таяния вновь выпавшего снега, а также воды, содержащейся в рыхлом слое льда (коре таяния).

П я т ы й п е р и о д продолжался с 14 августа по 7 сентября до возникновения осеннего распределения температуры в толще ледника. В течение всего периода преобладала отрицательная температура воздуха, таяние было очень незначительным и происходило главным образом в дневные часы. За это время произошло выхолаживание верхней части толщи (до глубины 1,8 м) на 60 кал. Ниже, с 1,8 до 11 м запас холода уменьшился на 280 кал, в слоях льда с 11 до 19 м наблюдалось небольшое увеличение запаса холода на 20 кал. Общий баланс за указанный период оказался положительным — произошло небольшое прогревание активного слоя на 180 кал. Эта величина была получена путем вычитания величин выхолаживания верхних и нижних слоев и теплопотока из слоев глубже 19 м из величины прогрева средних слоев (1,8—11 м).

Таким образом, прогревание верхних слоев льда в области абляции происходит главным образом в результате замерзания талой воды на поверхности под воздействием запаса холода самого ледника; при этом тепло кристаллизации отводится в глубь ледника путем теплопроводности. Общее прогревание толщи ледника за весенне-летний период в 1958 г. составило 2,2 ккал, из них около 90% за счет тепла талых вод, замерзавших на поверхности.

Прогревание в 1959 г. было значительно больше, чем в 1958 г., так как период таяния был почти в два раза длиннее, а величина стаивания была даже несколько больше, чем в два раза. Судя по величине стаявшего снега

¹ Приводятся величины, несколько уточненные автором после опубликования статьи.

и льда, затраты на таяние равнялись 16,9 ккал, из них на таяние снега было затрачено 2,6 ккал. Таяние снега продолжалось около месяца (с середины первой декады июня до 8—10 июля)¹ и было не очень энергичным. Принимая такую же зависимость величины прогревания от затрат тепла на таяние снега и льда, какая была в 1958 г., получим, что за время таяния снега лед прогрелся примерно на 1,5 ккал, а за время таяния льда еще на 1,9 ккал. Таким образом, общее прогревание за время таяния 1959 г. должно составить примерно 3,4 ккал.

Выхолаживание ледника происходит осенью и зимой. В течение периода с осенним распределением температуры (с 8 сентября до 16 декабря) происходит отдача в атмосферу тепла, накопленного в весенне-летний период, а также теплообмен в самой толще ледника между более теплыми и холодными слоями. В 1958 г. выхолаживание с поверхности достигло глубины 4,5 м и составило 860 ккал. В слоях с 4,5 до 13 м, наоборот, запас холода уменьшился на 280 ккал, а на глубинах с 13 до 24 м он увеличился примерно на 60 ккал. Тепло из этого слоя (60 ккал), а также теплоток из более глубоких слоев (около 40 ккал за тот же период) поступили в более холодные слои, залегающие с 4,5 до 13 м; остальное тепло (180 ккал) пришло сюда, очевидно, из более теплых верхних слоев еще в начале периода выхолаживания. Таким образом, выхолаживание верхних слоев ледника (до 4,5 м) в результате теплообмена с атмосферой за осенний период составило 680 ккал, в среднем по 7 ккал в сутки.

В течение зимнего распределения температуры с 17 декабря 1958 г. до 5 мая 1959 г. выхолаживание распространилось еще более глубоко; к концу периода оно достигло глубины 14 м и составило 1020 ккал. Глубже продолжался теплообмен более теплых нижних слоев с более холодными верхними, в результате чего в толще льда с 14 до 25 м температуры за этот период несколько понизились (например, на 19 м — с $-3,1$ до $-3,5^\circ$, на 24 м — с $-2,5$ до $-2,6^\circ$), а выхолаживание составило около 70 ккал. На глубине 30 м оно равнялось за это время примерно 60 ккал. Общее выхолаживание толщи ледника за период с зимним распределением температуры составило 1150 ккал. Выхолаживание активного слоя ледника в периоды осеннего и зимнего температурного режима происходило примерно с одинаковой интенсивностью, в среднем несколько более 7 ккал в сутки, и за весь осенне-зимний период составило 1830 ккал.

Т а б л и ц а 65
Минимальные значения температуры (в $^\circ\text{C}$)
в скважине у Барьера Сомнений*

Глубина от поверхности льда (без учета снега), м	1958 г.	1959 г.
3,1	($-11,7$)**	$-9,7$
5,1	($-10,7$)	$-8,5$
7,1	($-8,9$)	$-7,2$
9,1	($-7,2$)	$-6,2$

* Цифры в скобках приближенные.

** К началу наблюдений (май 1958 г.) температура льда повысилась на глубине ниже 3 м, поэтому минимум температуры здесь не был захвачен.

Величины прогревания за весенне-летний период 1958 г. и выхолаживания за осенне-зимний 1958/59 г. почти одинаковы; величина прогревания

¹ Регулярные наблюдения за температурой воздуха и льда были закончены 2 июня, после чего продолжались только эпизодические наблюдения за величиной стаивания.

даже на 0,4 ккал больше величины выхолаживания, несмотря на то, что период выхолаживания (240 дней) почти в два раза больше периода прогрева (125 дней). В итоге годовой баланс тепла в 1958/59 г. оказался положительным. Это произошло, по-видимому, вследствие того, что зима 1958/59 г. была несколько теплее зимы 1957/58 г. (табл. 65). Например, за семь месяцев холодного периода 1957/58 г. (с ноября по май) средняя температура была $-19,6^{\circ}$, а за этот же период 1958/59 г. $-17,3^{\circ}$. В течение всего холодного периода 1957/58 г. поверхность ледника была почти лишена снежного покрова, тогда как в 1958 г. снег выпал на мокрую (таявшую) поверхность ледника и к началу таяния 1959 г. достиг мощности более 80 см. Выхолаживание толщи ледника зимой 1957/58 г. было большим, чем в 1958/59 г. Запас холода, подсчитанный на 1 июня 1959 г., оказался примерно на 0,6 ккал меньше запаса холода на 1 июня 1958 г., что хорошо согласуется с величинами выхолаживания и прогрева. Лето 1959 г. было теплее лета 1958 г., что вело к увеличению прогрева верхней толщи ледника. Значит, в отдельные годы возможен небольшой положительный тепловой баланс активного слоя, когда летнее прогревание превышает зимнее выхолаживание.

Температурные колебания в толще ледника, отражающие суточные и сезонные изменения температуры воздуха, происходят в верхней ее части. Сезонная смена стратификации температуры сказывается до глубины 6—7 м. На этом уровне годовая амплитуда превышает 4° ($4,4^{\circ}$ в 1958 г.). Величина амплитуды изменения температуры у поверхности, а также и в более глубоких слоях ледника зависит не только от температуры воздуха, но и от мощности снежного покрова. Наибольшая амплитуда (более 30°) у поверхности была в 1957/58 г., когда на поверхности ледника почти не было снега. В 1958/59 г. мощность снега превышала 80 см и амплитуда у поверхности льда была $-16,2^{\circ}$.

Верхнюю часть активного слоя ледника до глубины 6—7 м можно назвать зоной смены стратификации температуры или поверхностной зоной [1]. В ней, в зависимости от изменения внешних условий, по температурному режиму можно выделить четыре периода с характерным распределением температуры: весенний, летний, осенний и зимний (см. рис. 51). Эти периоды неодинаковы по продолжительности: самыми долгими являются зимний и осенний, более короткими — летний и весенний.

Весенний режим температуры в 1958 г. охватывал 73 дня, с 5 мая по 16 июля. В этот период температура верхних и нижних слоев зоны выше, чем средних ее слоев. По мере прогрева верхних слоев более низкие значения температуры опускаются в нижнюю часть зоны и к летнему периоду на нижней ее границе устанавливается минимальная температура. В конце мая минимальная температура была на глубине 3 м и равнялась $-11,8^{\circ}$, а на нижней границе зоны температура в это время была $-9,9^{\circ}$. К началу летнего распределения температуры на глубине 3 м она повысилась до $-7,6^{\circ}$, а на нижней границе до $-9,0^{\circ}$. Температура в этой зоне повышалась в течение всего весеннего периода сначала под воздействием тепла воздуха и тепла солнечной радиации, а с наступлением таяния также под влиянием тепла, выделяемого талыми водами при их замерзании на поверхности ледника. За весенний период стаял весь снег и около 30 см льда; теплая волна проникла глубже 7 м.

Летний режим температуры продолжался 53 дня, с 17 июля по 7 сентября. В течение всего периода держалась летняя стратификация — температура с глубиной понижалась. Большую часть времени на поверхности была нулевая температура, а в конце периода она стала отрицательной, началось постепенное охлаждение верхних слоев. В нижних слоях зоны температура повышалась. На глубине 6 м за летний период температура повысилась с -9 до $-6,7^{\circ}$, т. е. на $2,3^{\circ}$. Во время летнего распределения температуры происходило прогревание активного слоя ледника.

Осенний режим температуры продолжался 99 дней, с 8 сентября по 16 де-

кабря. Для этого периода, так же как и для весеннего, характерна смешанная стратификация температуры. В начале периода минимальные значения температуры (около $-7,0^{\circ}$) находятся на нижней границе зоны, а максимальные (около $-1,0^{\circ}$) — несколько ниже поверхности. С понижением температуры в верхних слоях максимальные значения температуры опускаются в более низкие слои зоны, и к концу периода на нижней ее границе температура достигла максимального значения ($-5,5^{\circ}$) для данной глубины. За этот период выхолаживание достигло только глубины 4 м, т. е. в верхних слоях температура понижалась, а на нижней границе зоны повышалась.

Зимний режим температуры продолжался 140 дней, с 17 декабря 1958 г. по 4 мая 1959 г. С начала периода в толще ледника устанавливается зимняя стратификация температуры — с глубиной температура повышается. Все это время температура во всей поверхностной зоне понижается. К концу периода на глубине 6 м температура понизилась с $-5,5$ до $-7,6^{\circ}$.

Наблюдения на леднике Шокальского охватывают годичный период 1958/59 г., поэтому приведенные даты смены стратификации температуры относятся только ко времени наблюдений. Продолжительность выделенных периодов изменяется от года к году и зависит от климатических изменений окружающей среды: от температуры зимнего и летнего периодов, их продолжительности, условий таяния, мощности снежного покрова.

Толщу льда активного слоя, лежащую ниже верхней зоны, можно называть *с р е д и н н о й з о н о й* или *с т р а т о з о н о й* [1]. Эта зона охватывает глубины с 7 до 25 м. Для нее характерна постоянная в течение года стратификация температуры — в верхних слоях зоны температура ниже, чем в более глубоких, т. е. повышается с глубиной. Под воздействием зимнего выхолаживания и летнего прогревания амплитуда колебаний температуры на верхней границе зоны была в 1958 г. около $3,4^{\circ}$ (от $-9,0^{\circ}$ в июне до $-5,6^{\circ}$ в декабре — январе). С глубиной влияние внешних воздействий постепенно ослабевает, и амплитуда колебаний температуры уменьшается, а в нижних слоях полностью затухает.

Благодаря существованию градиентов температуры из нижних слоев толщи постоянно происходит отвод тепла в более холодные верхние слои, а приход тепла с поверхности в нижние слои зоны в отдельные годы или очень мал, или полностью отсутствует. Поэтому в нижних слоях зоны происходит выхолаживание. Например, в 1958 г. на глубине 15 м температура понизилась с $-3,9$ до $-4,3^{\circ}$, на глубине 20 м с $-3,0$ до $-3,3^{\circ}$, а на глубине 24 м с $-2,5$ до $-2,6^{\circ}$. Влияние теплой волны в очень ослабленном виде сказалось на глубине 14—15 м к январю 1959 г., т. е. более чем через полгода. К концу зимнего периода (в апреле 1959 г.) теплая волна была полностью погашена.

В срединной зоне можно выделить два больших периода: весенне-летний и осенне-зимний. В весенне-летний период (см. рис. 50, а) в верхних слоях зоны температура льда достигает минимума; перепад температуры между верхними и нижними слоями зоны является наибольшим. Поэтому усиливается теплообмен между слоями срединной зоны, а также между верхней и срединной зонами.

Благодаря запаздыванию проникновения теплой волны температура в верхних слоях срединной зоны становится максимальной только в осенне-зимний период (см. рис. 50, б). Так как на нижние слои зоны влияние теплой волны почти не распространяется, перепад температуры между верхними и нижними слоями уменьшается. В течение этого периода поверхностные слои сильно охлаждаются и градиент между поверхностной и срединной зонами увеличивается; начинается выхолаживание срединной зоны, что также способствует выхолаживанию в осенне-зимний период активного слоя ледника.

Толщу льда, находящуюся ниже активного слоя и вплоть до ложа ледника, можно назвать *г л у б и н н о й з о н о й* [1]. Температура в этой зоне

на разных глубинах остается постоянной. С глубиной температуры повышаются и у ложа происходит, по-видимому, донное таяние, так как зимой из-под ледника выходят грунтовые воды [66, 212]. М. М. Ермолаев [66] сделал даже предположение о наличии в глубине ледника запасов талой воды и постоянной в течение года нулевой температуры.

Большая часть талой воды на леднике Шокальского во время таяния уходит по многочисленным трещинам и колодцам внутрь (см. главу VI) ледника. Возможно, что часть воды, которая не стекает по внутренним каналам стока за пределы ледника, скапливается в придонных слоях и затем расходуется постепенно. Не исключено возникновение подледниковых или внутриледниковых, временных или постоянно существующих водоемов, регулирующих подледниковый сток. Вода, уходящая внутрь ледника, возможно, оказывает какое-то влияние на его движение (придонная смазка) и на повышение температуры глубинных слоев ледника (согревающее влияние воды). Первоначальная температура льда в леднике, по-видимому, обусловлена приходом льда из области питания — с Новоземельского ледникового щита. Там, на глубине 30 м, температура льда равна $-1,6^{\circ}$. В глубь толщи щита уходят сравнительно теплые слои льда, которые у ложа имеют нулевую температуру (или близкую к ней). Поэтому из области питания в область абляции лед поступает относительно теплым.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

На основании измерений температуры в стационарных скважинах и при маршрутном термозондировании в исследованном ледниковом районе резко выделяются две температурные зоны, которые соответствуют областям аккумуляции (фирновой зоне) и абляции. Несмотря на более суровые клима-

Таблица 66

Температура на глубине 5 м в апреле 1959 г.

Местоположение	Скважины	Абсолютная высота, м	Температура, $^{\circ}\text{C}$
Область аккумуляции (I)	1	795	$-3,7$
	2	736	$-3,7$
	3	708	$-4,1$
Область абляции	Переходная зона (II)		
	Первая подзона (IIa)	698	$-9,0$
		531	$-9,7$
		413	$-7,6$
		356	$-6,3$
	Вторая подзона (IIb)	273	$-8,3$
		Станция Барьер Сомнений	
		300	$-8,1$
		9	$-7,2$
		10	$-8,3$
		11	$-7,9$
		12	$-7,7$
		13	$-8,5$

тические условия в области аккумуляции ледникового щита, температура фирна и льда здесь оказывается наиболее высокой. Это обусловлено наличием мощной толщи фирна, которая аккумулирует тепло талых вод. Мощность фирна с удалением от ледораздела к краевым частям щита уменьшается и у Барьера Яблонского сходит на нет. По мере уменьшения мощности фирна и абсолютной высоты температура льда понижается и у фирновой границы становится минимальной для области аккумуляции. Так, на глубине 5 м в скважине в районе станции Ледораздельная в апреле 1959 г. температура была $-3,7^{\circ}$, а вблизи фирновой границы $-4,1^{\circ}$.

Еще далее вниз температура льда продолжает понижаться и на некотором расстоянии от фирновой границы становится минимальной для всего ледника (табл. 66 и рис. 52).

Ниже фирновой зоны неширокой полосой протягивается зона ледяного питания, где температура должна быть ниже температуры фирна в области аккумуляции, но несколько выше температуры льда в области абляции¹. При переходе из фирновой зоны в область абляции происходит резкое изменение температурных условий: если в нижней части фирновой зоны на глубине 5 м температура равна $-4,1^{\circ}$, то в верхней части области абляции на той же глубине она понижается до $-9,0^{\circ}$.

В области абляции с уменьшением абсолютной высоты температура льда повышается. Здесь можно выделить две подзоны: первая находится между Барьером Яблонского и Барьером Сомнений, в пределах высот примерно от 600 до 350 м над ур. моря, другая занимает пространство ледника ниже Барьера Сомнений вплоть до уровня моря. В первой подзоне (на рис. 52, IIIa) значения температуры на глубине 5 м колеблются от $-9,7$ до $-6,3^{\circ}$, а во второй подзоне (на рис. 52, IIIб) на той же глубине они изменяются от $-7,2$ до $-8,5^{\circ}$. Как видно из табл. 66, различие температуры в обеих подзонах не очень значительно. В межбарьерной части ледника температура льда в некоторых скважинах выше, чем в его языковой части, хотя, судя по абсолютным высотам, должно было быть наоборот. Очевидно, другие факторы оказывают более существенное влияние, чем влияние высоты. Такими факторами являются главным образом мощность снежного покрова и трещиноватость льда.

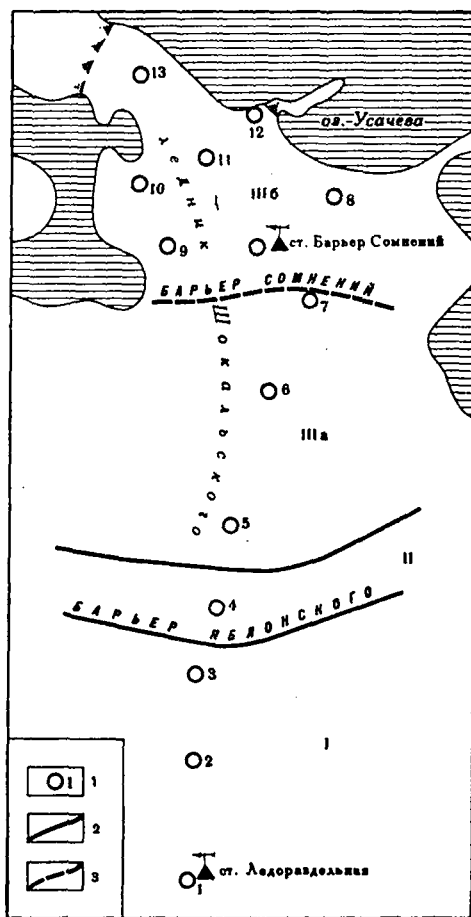


Рис. 52. Схема расположения термометрических скважин и выделенных зон

1 — термометрические скважины (см. табл. 66); 2 — границы зоны; 3 — границы подзон (а — верхняя, б — нижняя); I — фирновая зона; II — зона ледяного питания; III — зона абляции

¹ К сожалению, в зоне ледяного питания температура не измерялась. Сква. № 4 (см. рис. 52), находящаяся в пределах этой зоны, нехарактерна для нее, так как она расположена на обширном ледяном бугре Барьера Яблонского, на котором ледяного питания не происходит.

В выделенных частях ледника снегонакопление сильно различается: средняя мощность снега в межбарьерной части ледника в апреле 1959 г. была около 140 см, а на леднике ниже Барьера Сомнений всего 30—35 см (по измерениям возле маршрутных, термометрических скважин). Кроме того, в нижней части ледника много трещин, которые летом обеспечивают хороший дренаж и беспрепятственный сток талых вод, а зимой выхолаживаются через боковые поверхности трещин.

Таким образом, на Новой Земле температура льда обнаруживает определенную зависимость от мощности фирна и изменения абсолютной высоты. В фирновой области ледникового покрова температура понижается от ледораздела щита к краевым частям, что объясняется уменьшением мощности фирна. В области абляции температура льда значительно ниже, чем в области аккумуляции, что обусловлено главным образом отсутствием фирна на леднике. В пределах ледника (в области абляции) наблюдается повышение температуры льда с уменьшением абсолютной высоты и увеличением мощности сезонного снежного покрова.

Глава VIII

ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Природные условия Новой Земли обуславливают многообразие процессов льдообразования на ледниковом покрове. Здесь мы встречаемся со всеми типами льдообразования, которые присущи ледниковым областям с континентальным климатом. В области питания выделяются высотные зоны, различающиеся по типу льдообразования. Среди границ этих зон особое место занимают две: граница питания, отделяющая область питания от области расхода, и нижняя граница зоны фирнового питания ледника — фирновая линия. Часто фирновую линию отождествляют с границей питания, исключая таким образом из области аккумуляции целую зону ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционного льдообразования). Последняя на Новой Земле занимает значительные площади и играет существенную роль в общем балансе массы ледникового покрова.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Фирновая линия и граница питания

Высотное положение фирновой линии на Новой Земле находится в большой зависимости от рельефа. В оба года наблюдений Новоземельской экспедиции Института географии АН СССР фирновая линия на леднике Шокальского проходила большей частью по склону Барьера Яблонского в интервале высот от 500 до 700 м. На крутых участках этого уступа, где снег постоянно сдувается сильными ветрами, фирновая линия проходила по бровке Барьера Яблонского на уровне 650—680 м. В тех местах, где характер рельефа способствовал повышенному накоплению снега, фирновая линия опускалась до высоты 500—550 м. Правильнее всего принимать за высоту фирновой линии тот уровень на пологих участках ледникового покрова, где накопление снега происходит равномерно. На этих участках в 1957/58 г. фирновая линия находилась на высоте 600 м над ур. моря. Крутизна и высота склона Барьера Яблонского определяют не только более высокий по сравнению с соседними участками покрова уровень фирновой линии, но и более устойчивое ее положение. За два года работы экспедиции высота фирновой линии почти не изменилась, хотя условия накопления и таяния в эти годы были весьма различными. Барьер служит регулятором, который удерживает фирновую линию в пределах склона между его бровкой и подножием. Фирновая линия опустится ниже Барьера Яблонского только в том случае, если на протяжении нескольких лет количество выпадающих осадков будет превышать величину таяния и сноса снега ветром со склона. И наоборот, фирновая линия поднимется выше бровки Барьера Яблонского, если на протяжении нескольких летних сезонов в результате увеличивающегося таяния растает не только выпавший снег, но и толщина фирна, нако-

пившаяся в предыдущие годы. Поэтому небольшие изменения количества осадков и таяния не должны существенно изменять размеры фирновой области ледника Шокальского. Ниже Барьера Яблонского поверхность ледника представляет собой ровное плато протяженностью до 10 км, с небольшим уклоном в сторону побережья. Если фирновая линия преодолает сдерживающее влияние Барьера Яблонского и опустится ниже него, то сразу

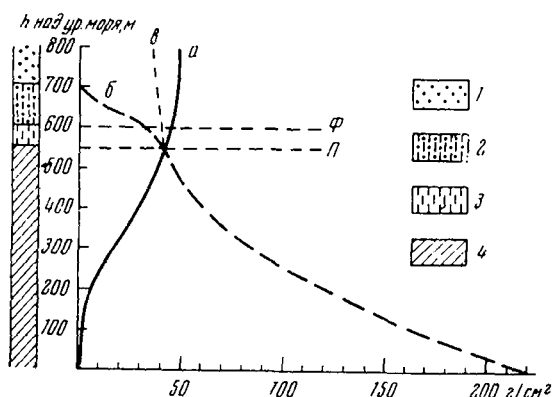


Рис. 53. Кривые зависимости аккумуляции (а), абляции (б) и таяния (в) от высоты на леднике Шокальского в 1957/58 г.

П — граница питания; Ф — фирновая линия; 1 — холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона; 2 — инфильтрационная зона; 3 — инфильтрационно-конгеляционная зона; 4 — область абляции

произойдет дальнейшее резкое снижение фирновой линии и увеличение фирновой области. По-видимому, такое понижение фирновой линии имело место в середине 50-х годов, когда она на западном склоне, по данным П. А. Шумского, лежала на высоте 300—320 м.

Описанный характер перехода от фирновой области к области абляции характерен для подавляющего большинства ледников западного склона ледникового покрова. На восточном склоне, напротив, переход от фирновой области к области абляции происходит плавно, поверхность покрова без значительных перегибов спускается к морю. Благодаря этим особенностям на восточном склоне ледникового покрова изменение

высоты фирновой линии от года к году будет происходить равномернее, чем на западном.

Граница питания на леднике Шокальского в оба года наблюдений проходила по подножию Барьера Яблонского. Большое количество западин и бугров создает здесь пестроту накопления и таяния снега и условий стока. В связи с этим зона ледяного питания прослеживается сравнительно узкой полосой, а местами в виде отдельных изолированных участков. Одна и тот же участок ледника может в разные годы оказываться то в условиях ледяного питания, то в условиях абляции. Поэтому в отличие от фирновой линии граница питания более подвижна. Все это весьма затрудняет определение ее на местности.

Высоту границы питания можно определить графически. В 1957/58 г. маршрутные исследования снежного покрова охватывали большую площадь области питания ледника, поэтому для анализа хода процессов льдообразования лучше в основном опираться на данные именно этого года. На рис. 53 приведены графики изменения с высотой аккумуляции, таяния и абляции на леднике Шокальского по данным маршрутных наблюдений 1957/58 г. [71, 75]. При построении кривых точки выбирались по более характерному профилю ледника, чтобы исключить искажения в снегонакоплении и таянии, создаваемые микрорельефом на отдельных участках. Граница питания проходила на высоте 550 м над ур. моря. В области питания кривые аккумуляции и таяния располагались близко друг от друга, что свидетельствовало о значительном летнем таянии снега. Однако наличие мощной толщи фирна в области питания, лежащего на сравнительно ровном плато, приводило к сильному просачиванию талой воды и аккумуляции ее в толще фирна. Поэтому кривая абляции, характеризующая величину потери вещества с единицы поверхности ледника (в данном случае она равна стоку талых вод, так как испарение ничтожно мало), существенно отличается от кривой таяния. Абляция значительно меньше таяния и заканчивается по высоте намного ниже,

чем таяние¹. Очевидно, что абляция зависит от величины таяния, мощности фирновой толщи и условий стока.

Факторы льдообразования

Основными факторами, соотношением которых определяется характер процессов льдообразования, являются количество отлагающихся на поверхности твердых атмосферных осадков, приход и расход энергии с поверхности [229].

В центральной части области питания соотношение аккумуляции и таяния таково, что абляции нет. Происходит полное усвоение ледником выпадающих осадков. Вода, получающаяся от таяния части твердых осадков и дождей, просачивается в толщу фирна и замерзает в порах последнего, производя инфильтрационное уплотнение. Однако количество инфильтрационного льда, образующегося за год (в среднем многолетнем), меньше годового остатка снега, поэтому льдообразование заканчивается на глубине рекристаллизационным путем. Инфильтрационно-рекристаллизационная зона располагается выше 700 м.

Ниже по склону таяние увеличивается, количество твердых осадков уменьшается, и все большая их часть превращается летом в воду. Количество талой воды достигает такой величины, что объем образующегося за год инфильтрационного льда в среднем многолетнем представляет величину, очень близкую к объему пор в нестайвавшем годовом остатке снега. Незначительные излишки воды, не превратившиеся в лед, стекают. Этому способствует и увеличивающийся уклон поверхности. Льдообразование протекает исключительно инфильтрационным путем. Верхней границей этой зоны является уровень, на котором начинается сток, нижней — фирновая линия.

Ниже фирновой линии таяние, по сравнению с аккумуляцией, настолько велико, что стайвает почти весь выпадающий снег. Количество талых и дождевых вод таково, что небольшой снежный остаток весь превращается в инфильтрационный лед. Часть воды замерзает на поверхности ледника в виде линз конжеляционного льда. Основная же масса воды стекает за пределы области питания. Таким образом, в этой зоне льдообразование имеет инфильтрационно-конжеляционный характер. Нижней границей этой зоны является граница питания. Ниже нее годовой баланс твердых осадков становится отрицательным. Формирование зон с определенным типом льдообразования происходит в результате средних многолетних условий, поэтому при анализе характера льдообразования в отдельных зонах и закономерностей их пространственного распространения правильнее опираться на среднее многолетние условия.

Таяние снега и льда обуславливается главным образом температурой воздуха и интенсивностью радиации. Оба эти фактора тесно связаны между собой: радиация, наряду с циркуляцией атмосферы, определяет температуру и влажность воздуха. Можно принять, что интенсивность таяния находится в прямой зависимости от температуры воздуха и в обратной — от облачности и относительной влажности [227].

Исходя из данных по таянию и средней температуре теплого периода (июнь — сентябрь) за 1957/58 г., получена хорошая связь между ними (рис. 54). Кривая на рисунке отражает не только связь таяния с температурой воздуха, но и изменение этой связи с увеличением высоты, так как она была получена сопоставлением кривых изменения с высотой таяния и положительной температуры воздуха по одному и тому же профилю ледника. Эта кривая косвенно учитывает влияние на величину таяния и других факторов (облачности, влажности, альbedo и др.), о чем свидетельствует сильно вогнутая фор-

¹ Кривая абляции построена по наблюдениям за таянием и накоплением по вешкам и в шурфах, в которых определялся годовой остаток снега.

ма кривой. Используя полученную зависимость, мы определили средние многолетние (за 30 лет) величины таяния и абляции на разной высоте для района Русской Гавани (рис. 55, а). Кривая аккумуляции строилась с учетом вертикального градиента осадков, полученного за годы работы экспедиции (см. главу III).

Анализ кривых показывает, что условия аккумуляции и таяния в оба года работы экспедиции отличались от средних многолетних. Величина аккумуляции твердых осадков в оба года была меньше средней величины (например, в 1957/58 г. — в 1,4 раза). Таяние, наоборот, в оба года превышало

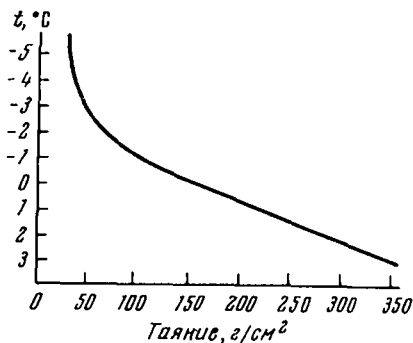


Рис. 54. Связь таяния со средней температурой лета (июнь — сентябрь) по профилю Русская Гавань — Ледораздельная

среднюю многолетнюю величину (напомним, что летом 1959 г. вся толща выпавшего за зиму снега растаяла). Однако высоты границ зон льдообразования близки к средним многолетним, что является еще одним доказательством того, что положение последних определяется условиями ряда предшествующих лет. Поэтому кратковременные (за 1—2 года) изменения таяния или аккумуляции не приводят к существенным изменениям границ зон льдообразования.

В других районах Новой Земли наблюдений за характером льдообразования на ледниковом покрове не проводилось; в связи с этим известную трудность представляет распространение данных, полученных в одном районе, на всю об-

ласть покровного оледенения Новой Земли.

Используя зависимость таяния от положительной температуры воздуха, полученную для Русской Гавани (см. рис. 54), мы определили среднюю многолетнюю (за 30 лет) величину таяния и изменение ее с высотой для различных пунктов покровного оледенения Новой Земли, по которым имелись данные о температуре воздуха. Поскольку данные по осадкам имеются лишь для побережья, их количество в разных пунктах ледникового покрова было определено с учетом вертикального градиента, полученного для района Русской Гавани¹. На основании полученных таким образом средних многолетних данных построены кривые изменения с высотой абляции и аккумуляции для различных районов покровного оледенения (на рис. 55 приводятся кривые для некоторых районов). Несмотря на приближенный характер, эти кривые несомненно отражают общие закономерности изменения процессов льдообразования в пределах покровного оледенения.

В качестве примера приведем данные за 1957/58 г. по району Русской Гавани, где наблюдения проводились непосредственно. В нижней части ледника Шокальского градиент аккумуляции незначителен, до высоты 300 м над ур. моря он не превышает 3 г/см² на 100 м подъема. В интервале высот 300—600 м он возрастает до 10 г/см² на 100 м. Выше фирновой линии градиент уменьшается и практически прироста аккумуляции здесь нет; в привершинной части области питания происходит даже некоторое уменьшение аккумуляции — градиент аккумуляции становится отрицательным.

Такой характер изменения аккумуляции с высотой, по нашему мнению, обусловлен, с одной стороны, уменьшением с высотой жидких осадков, а с другой — сносом снега ветром с привершинных частей покрова. Большая доля жидких осадков в нижних частях ледника не только не участвует в питании ледника, но, наоборот, является дополнительным фактором абляции.

¹ Расчеты аккумуляции и таяния, сделанные в этой главе, несколько отличаются от соответствующих расчетов, приведенных в главах V, VI и XII. В настоящей главе ставилась задача выяснения средних многолетних условий таяния и аккумуляции, так как они определяют многолетнее положение зон льдообразования.

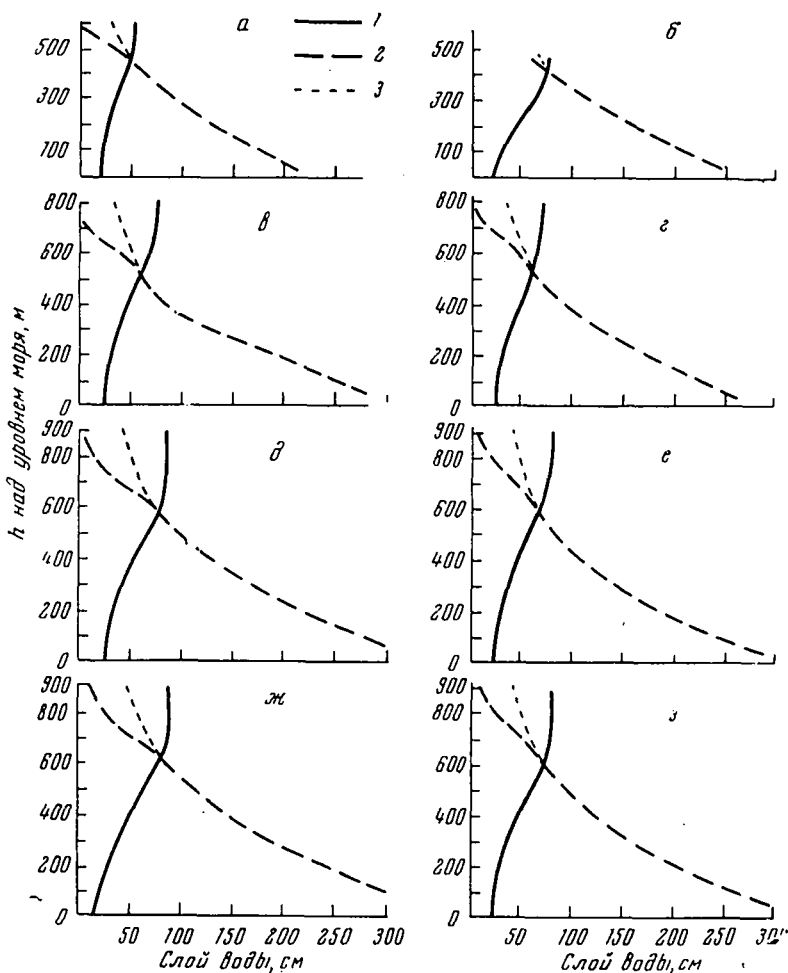


Рис. 55. Средние многолетние кривые зависимости аккумуляции, таяния и абляции от высоты в различных пунктах ледникового покрова Новой Земли

а — залив Анны; б — залив Иностранцева; в — залив Русская Гавань; г — залив Благополучия; д — залив Вилькицкого; е — залив Русанова; ж — губа Глазова; з — залив Ога; 1 — кривая аккумуляции; 2 — кривая абляции; 3 — кривая таяния в области питания

В высоких частях фирновой области, где стока нет, все небольшое количество выпадающих жидких осадков, наоборот, участвует в питании ледника. С привершинной части области питания снег переносится ветрами вниз, а с нижних частей области абляции, где количество твердых осадков невелико, большая их часть уносится ветрами за пределы ледника. Отмеченная особенность изменения аккумуляции с высотой типична для всего покровного оледенения, так как сильнейшие местные ветры типа боры наблюдаются во всех районах острова.

Абляция вблизи уровня моря велика на всем побережье. В северной части Северного острова в среднем многолетнем на высоте 50 м она достигает 200 г/см^2 , а в южной части — 350 г/см^2 . С высотой темп убывания абляции замедляется, в среднем на высотах 700—750 м она прекращается совсем.

В 1958 г. в нижней части ледника Шокальского градиент абляции составил $47 \text{ г/см}^2/100 \text{ м}$ ($4,7 \text{ мм/м}$); в интервале высот 300—550 м он уменьшился до $18 \text{ г/см}^2/100 \text{ м}$ ($1,8 \text{ мм/м}$), составляя вблизи границы питания (550 м) лишь $10 \text{ г/см}^2/100 \text{ м}$ (1 мм/м). Подобное уменьшение градиента абляции с высотой вообще характерно для ледников [229, рис. 3]. В фирновой области

**Широтные изменения высот границы питания и фирновой линии,
интенсивности аккумуляции-абляции и энергии оледенения
(средние многолетние величины)**

Пункты	Высота границы питания, м над ур. моря	Высота фирновой линии, м над ур. моря	Величина аккумуляции- абляции на ур. границы питания, г/см ³	Энергия оледенения, мм/м
Западный склон				
Залив Анны	460	500	50	1,8
Залив Иностранцева . .	425	—	69	2,2
Залив Русская Гавань	525	600	60	2,5
Залив Вилькицкого . .	590	630	73	3,3
Губа Глазова	620	650	79	3,6
Восточный склон				
Залив Екс	480	550	45	1,5
Бухта Витней	450	—	60	1,8
Залив Благополучия .	550	650	57	2,0
Залив Русанова	600	700	64	2,4
Залив Ога	600	700	72	2,6

градиент абляции опять возрастает, в интервале 550—700 м на леднике Шокальского он составляет $25 \text{ г/см}^2/100 \text{ м}$ ($2,5 \text{ мм/м}$). Такое увеличение градиента, очевидно, связано с тем, что в области питания значительная часть талой воды, не стекая, замерзает здесь же, в фирновой толще. Сток с высотой очень быстро уменьшается, и на высотах около 700 м он практически равен нулю.

Из графиков на рис. 55 и табл. 67 видно, что наряду с вертикальной зональностью процессов льдообразования наблюдается изменение их с севера на юг и с запада на восток. Как показали в своих работах Г. А. Авсюк [2] и П. А. Шумский [229], различия процессов льдообразования и соответствующих им типов температурного режима обусловлены различными сочетаниями и взаимодействием природных факторов, т. е. различиями физико-географических условий. Основными факторами, обуславливающими пространственные изменения процессов льдообразования, на Новой Земле являются: особенности географического положения района и циркуляции атмосферы, закономерности изменения в пределах острова температурных и радиационных условий, количества выпадающих осадков и их перераспределения, рельефа, ветрового режима, интенсивности оледенения и размеров ледников. Все эти факторы очень тесно связаны между собой и изменение одних влечет за собой изменение других. Степень влияния каждого из этих факторов на процессы льдообразования существенно изменяется в пределах острова в зависимости от конкретной обстановки.

Из-за большой протяженности острова с юга на север суровость климата в этом направлении сильно возрастает. Падение температуры воздуха к северу происходит при довольно значительном понижении температуры холодного периода и особенно теплого. В северном направлении уменьшаются и годовые суммы осадков, особенно быстро сокращается доля жидких осадков. Наиболее четко эти изменения температуры и количества осадков проявляются вдоль западного побережья.

Благодаря сплошному ледниковому покрову летние температуры северо-восточной части Северного острова значительно ниже, чем им следовало бы быть, и границы питания и зон льдообразования расположены здесь на сравнительно небольшой высоте. В южной части острова, где ледниковый

покров не представляет сплошного образования, температурный режим становится нормальным для данной обстановки, и граница питания, как его чувствительный индикатор, резко повышается [228]. Охлаждающее влияние ледникового покрова, увеличиваясь с юга на север, достигает наибольшей величины в самой высокой центральной части, где наблюдается самая низкая средняя летняя температура $-3,5^{\circ}$. Эта часть ледникового покрова обладает наилучшими условиями для развития фирновых зон льдообразования, так как здесь, наряду с низкой температурой лета, относительно велико количество выпадающих твердых осадков. К югу вдоль оси ледникового покрова летняя температура закономерно повышается, и в самой южной его части средняя месячная температура теплого периода по многолетним данным достигает $-2,8^{\circ}$. Повышение летней температуры в северо-восточной части до $-1,7^{\circ}$, обязано снижению поверхности покрова.

Таким образом, в направлении с севера на юг происходит усиление таяния за счет повышения летней температуры. В этом же направлении происходит и увеличение аккумуляции. Однако усиление абляции к югу превосходит увеличение абсолютной величины аккумуляции, поэтому граница питания повышается, а интенсивность процессов аккумуляции-абляции возрастает (см. табл. 67). Небольшое отклонение от этой общей закономерности наблюдается в районе залива Иностранцева. Здесь граница питания снижается до 425 м, а величина аккумуляции-абляции на этой высоте равна 69 г/см^2 — она больше, чем в районе залива Анны, расположенном севернее, и районе Русской Гавани, находящемся намного южнее. Это, по-видимому, связано с тем, что в долине Иностранцева происходит увеличение аккумуляции в результате надувания снега, а повышение аккумуляции, превосходящее абсолютную величину усиления абляции, как известно, ведет к снижению границы питания и возрастанию величины аккумуляции-абляции на ее уровне [227].

Вдоль карского склона, как и вдоль баренцевоморского, к югу граница питания и фирновая линия повышаются, интенсивность аккумуляции-абляции возрастает, энергия оледенения увеличивается. Однако, наряду с этим, на восточном склоне в целом фирновая линия и граница питания располагаются выше, интенсивность процессов аккумуляции-абляции и энергия оледенения меньше, чем на западном склоне. Эта асимметрия в первую очередь обусловлена климатическими различиями двух склонов. Баренцево море, с его относительно малой ледовитостью и циклональными ветрами, приносящими на ледниковый покров основную массу осадков, придает климату западного побережья большую мягкость. Более ледовитое Карское море обуславливает большую суровость и континентальность климата восточного склона. На западном побережье летние температуры выше, таяние интенсивнее. Общее количество осадков больше, здесь особенно много выпадает жидких осадков, которые на побережье являются дополнительным фактором абляции, вскоре ослабевающим в вертикальном направлении, так как большая часть этих осадков постепенно с высотой превращается в твердые. Это создает на западном склоне более высокие градиенты аккумуляции и абляции. На восточном склоне в целом и аккумуляция и абляция меньше. Однако уменьшение аккумуляции по сравнению с западным побережьем превышает уменьшение абляции. Это ведет к повышению границы питания и уменьшению интенсивности процессов аккумуляции-абляции на ее уровне.

Вдоль западного склона, в отличие от восточного, к югу фирновая линия и граница питания сближаются, что приводит к уменьшению вертикальной протяженности зоны ледяного питания, расположенной между ними. Такое сближение границ обусловлено, по-видимому, тем, что здесь повышение летних и зимних температур к югу значительнее, чем на восточном склоне, особенно существенно увеличивается доля жидких осадков у побережья. Последнее обуславливает большую абляцию в прибрежной части ледникового покрова, приводя к подъему границы питания. А увеличение к югу вдоль

главной оси покрова количества твердых осадков «удерживает» фирновую границу на сравнительно небольшой высоте, и она на западном склоне на всем протяжении ледникового покрова, лежит ниже, чем на восточном.

Различия процессов льдообразования на западном и восточном склонах являются причиной того, что все зоны льдообразования смещены к западу от осевой линии ледникового покрова. Высота границ зон, их площади и вертикальная протяженность различны на западном и восточном склонах (рис. 56).

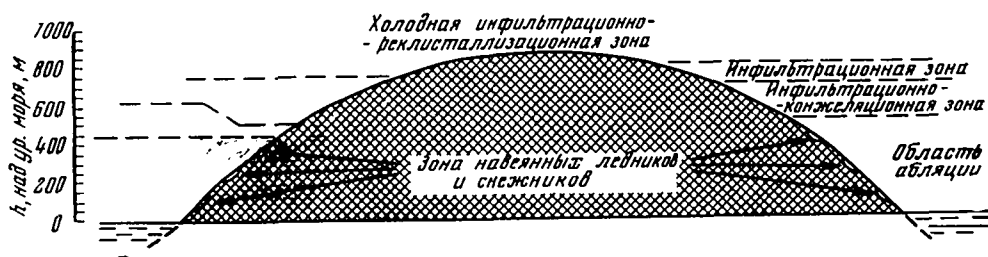


Рис. 56. Схема вертикального расположения зон льдообразования в области покровного оледенения Новой Земли

Положение зон льдообразования

На основе полученных величин аккумуляции и абляции для различных участков ледникового покрова составлена схема расположения зон льдообразования в областях покровного и переходного к горному оледенения (рис. 57). Эта схема показывает среднюю многолетнюю картину, так как составлена на основе средних многолетних величин аккумуляции и абляции. Сравнение высот фирновой линии и границы питания на этой схеме с картой-схемой равной высоты границы питания и фирновой линии, составленной П. А. Шумским (см. рис. 38) по наблюдениям в 1955 г. [231], показывает, что общая закономерность изменения высоты этих границ одинакова. Но на карте П. А. Шумского они лежат ниже, что, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями питания ледников в начале 50-х годов.

Совпадение характера изменения высот границ на обеих картах, полученных двумя различными способами¹, свидетельствует о правильности использованного нами метода получения величин аккумуляции и таяния для различных районов ледникового покрова, основанного на данных района Русской Гавани. По-видимому, этому способствовало следующее: 1) репрезентативность исследованного ключевого района, так как он обладает оптимальными условиями для развития всех выделенных зон льдообразования и является типичным для всего ледникового покрова Северного острова; 2) этот остров представляет собой единую горную страну, покрытую сплошным ледниковым покровом, поэтому факторы, определяющие характер льдообразования, существенно изменяясь в пределах острова, в целом отражают вертикальную и горизонтальную зональность.

Область фирнового питания нигде не опускается ниже 500 м и занимает центральную, наиболее высокую часть ледникового покрова. В области покровного оледенения целостность фирновой области нарушается лишь в самой северной части, где глубокая сквозная долина Иностранцева отделяет от основной части Северную ледниковую шапку. В районе переходного оледенения фирновая область во многих местах «прорывается» массивами гор, не покрытых ледниками. В ней выделяются две зоны льдообразования: холодная инфильтрационно-рекристаллизационная и инфильтрационная.

¹ Карта П. А. Шумского составлена на основе данных непосредственных наблюдений на ледниковом покрове и отражает положение границ в 1954 г.

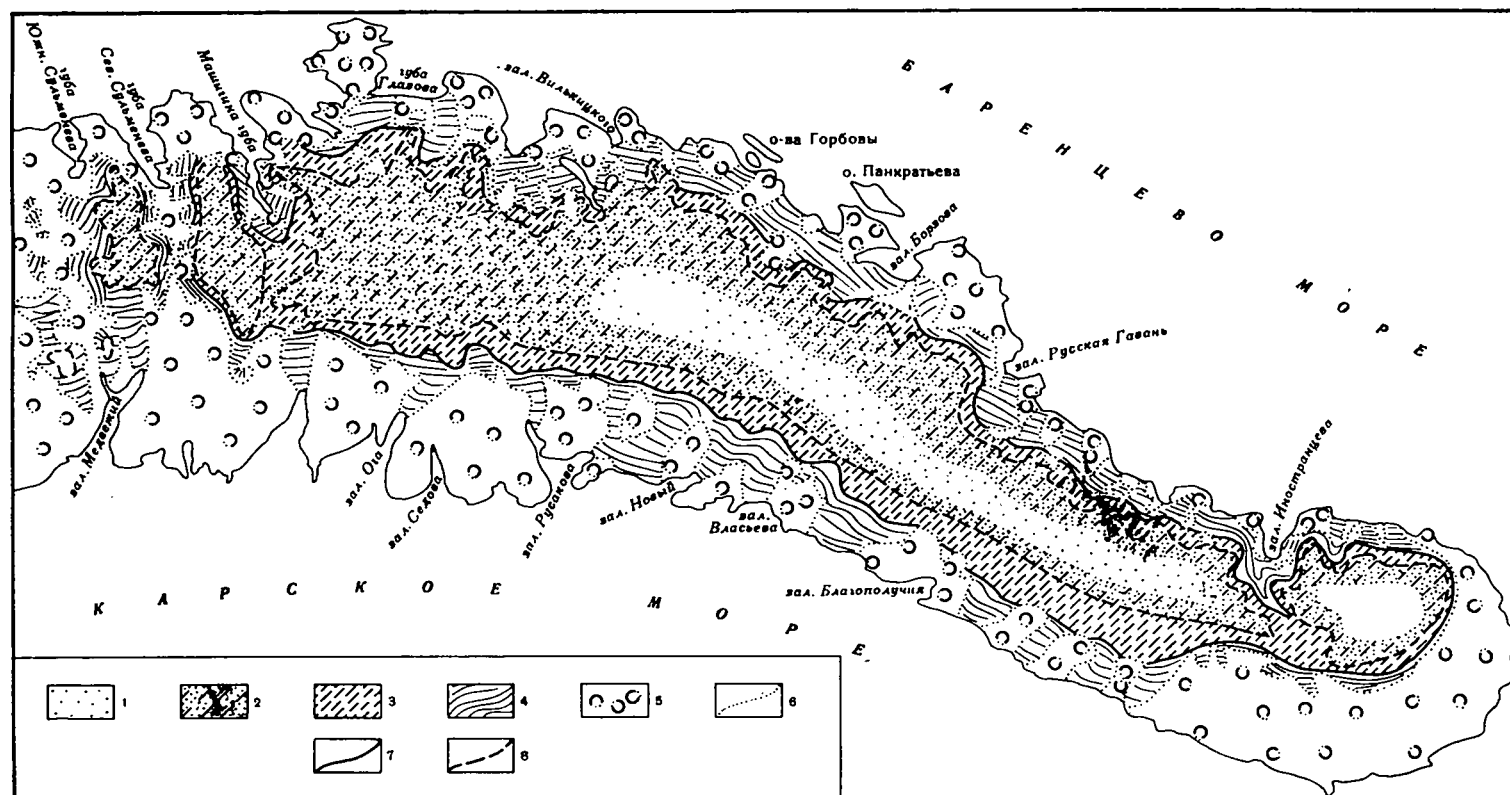


Рис. 57. Карта-схема зон льдообразования ледникового покрова Северного острова Новой Земли

1 — холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона; 2 — инфильтрационная зона; 3 — инфильтрационно-конгеляционная зона; 4 — область абляции; 5 — зона распространения навесных ледников и снежников; 6 — граница ледников; 7 — граница питания; 8 — фирновая линия

Граница между этими двумя зонами проводилась по соотношению аккумуляции и таяния, о чем подробнее будет сказано ниже.

Рекристаллизационной зоны льдообразования на Новой Земле нет. Об этом мы судим на основании двухлетних наблюдений в районе станции Ледораздельная, где условия для развития фирновой зоны наиболее оптимальные из-за сравнительно низкой температуры лета и большого количества твердых осадков. Судя по интенсивности таяния во время работы экспедиции (в 1959 г. стаяла вся толща снега, выпавшая за зиму), можно с уверенностью полагать, что повсюду на Новоземельском ледниковом покрове в летнее время происходит таяние снега. Даже если экстраполировать кривую изменения таяния с высотой в 1958 г., когда таяние было сравнительно слабым, оно должно прекратиться на высотах не ниже 1800 м. Но таких высот ледниковый покров Новой Земли нигде не достигает. Экстраполяция кривых изменения таяния с высотой во всех других пунктах также показывает, что при современных климатических условиях на Новоземельском ледниковом покрове нигде не может быть зоны с рекристаллизационным типом льдообразования.

Самой верхней зоной льдообразования является холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона. Эта зона протягивается вдоль главной оси ледникового покрова до широты залива Норденшельда почти на 270 км. Ширина ее в среднем 12—15 км, общая площадь равна 2450 км², что составляет 22,5% от всей области питания покровного оледенения. Нижняя граница этой зоны проходит на уровне 600—650 м на северо-востоке и 800—850 м на юге. Сравнительно небольшая вертикальная протяженность этой зоны (в среднем 50—70 м) обусловлена тем, что внутренние части ледникового покрова, занимаемые этой зоной, представляют собой весьма ровную, слабо волнистую поверхность с незначительным уклоном в сторону побережий. Общее повышение поверхности ледникового покрова к югу сопровождается усилением таяния, вследствие чего нижняя граница этой зоны к югу повышается, ограничивая тем самым увеличение протяженности зоны по вертикали.

Снизу холодную инфильтрационно-рекристаллизационную зону сплошной полосой повсеместно окаймляет зона инфильтрационного льдообразования. Эта зона наиболее широко распространена на Новой Земле. Общая площадь, занятая ею, равна 5150 км², что составляет 47,2% от всей области питания покровного оледенения. Льдообразование в фирновых областях сетчатого оледенения протекает исключительно по инфильтрационному типу. Вертикальная протяженность этой зоны наиболее значительна по сравнению со всеми другими зонами в области питания. В северо-восточной части ледникового покрова эта зона занимает 100—120 м по высоте; далее к югу «вертикальная мощность» зоны постепенно возрастает, достигая в самой южной части покрова, где она занимает и ледораздельные пространства, 200—250 м.

Инфильтрационная зона переходит в инфильтрационно-конжеляционную зону. Общая площадь, занятая ею, равна 3300 км², что составляло 30,3% от области питания. Вертикальная протяженность ее весьма сильно колеблется от места к месту, так как эта зона занимает окраинные части ледникового покрова с расчлененным рельефом. Последний приводит к большой пестроте ветрового режима, сильному перераспределению снега и значительным различиям в условиях стока. Особенно это сказывается на западном склоне ледникового покрова, отличающемся наибольшей расчлененностью и сложностью рельефа. Здесь зона инфильтрационно-конжеляционного льдообразования прослеживается в виде узкой прерывистой полосы шириной не более 1,5—2 км. Вертикальная протяженность ее колеблется от 0 до 70 м. На восточном склоне, напротив, инфильтрационно-конжеляционная зона имеет широкое развитие. Она опоясывает область фирнового питания сплошной полосой, ширина которой нередко достигает 8—10 км. Вертикальная протяженность зоны достигает 100—150 м.

Более широкое развитие этой зоны на восточном склоне обусловлено тем, что здесь рельеф спокойнее, осадков выпадает меньше, таяние менее интенсивное и весьма низки зимние температуры. Последние создают большой запас холода зимнего промерзания в активном слое, превышающий скрытую теплоту плавления твердых атмосферных осадков. Ширина этой зоны больше в северных частях, где климатические условия отличаются большей суровостью и континентальностью.

Ниже границы питания располагается область абляции, которая охватывает краевые части ледникового покрова и все его выводные ледники. Площадь области абляции равна 8840,0 км², что составляет 44,5% от всей площади покровного оледенения острова. Верхним пределом развития этой области является граница питания, поэтому вертикальная протяженность ее, в соответствии с подъемом границы питания с севера на юг, увеличивается от 425 м на северо-востоке до 650—700 м на юге ледникового покрова.

Своего рода аномалией в смене зон льдообразования в вертикальном направлении является зона навейных ледников и снежников, широко распространенных на прибрежной равнине, не занятой ледниковым покровом. Генетически, а часто и пространственно, не связанные с ледниковым покровом навейные ледники и снежники образуют нижнюю зону современного оледенения, в которой процессы льдообразования протекают несколько отлично от зон, расположенных на основном ледниковом покрове. Особый интерес навейные ледники вызывают тем, что они располагаются значительно ниже фирновой границы и границы питания, т. е. на уровне области абляции основного ледникового покрова, и, несмотря на современное отступление последнего, зарождаются и сохраняются в течение длительного времени. Хотя сами ледники занимают сравнительно небольшие площади, область их распространения весьма обширна. Навейные ледники распространены вдоль всего побережья Новой Земли. Они встречаются даже в самых южных районах острова, не покрытых в настоящее время ледниковым покровом. Вертикальная протяженность этой зоны также весьма велика, навейные ледники и снежники встречаются вплоть до самых высоких вершин, где условия рельефа способствуют их образованию. Однако в основном областью развития навейных ледников и снежников является прибрежная часть острова.

СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВОЙ ТОЛЩИ И ПРОЦЕССЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНЫХ ЗОНАХ

Холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона

Разрез ледяных пород в этой зоне начинается сверху горизонтом снега, который накапливается в течение зимы и почти полностью отсутствует в период таяния. Нижележащие слои сложены режеляционным и инфильтрационным фирном с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда, инфильтрационным льдом с прослоями и линзами инфильтрационно-рекристаллизационного и инфильтрационно-конжеляционного льда. Вся эта толща пронизана жилами, состоящими из конжеляционного и натечного льда.

Мощность фирновой толщи в центральных частях зоны, где она имеет наибольшее развитие, обычно не превышает 12—15 м. Общее строение фирново-ледяной толщи в этой зоне, вскрытой шахтой, шурфами и скважинами до глубины 31,5 м в районе станции Ледораздельная, следующее. Верхние 12 м сложены чередующимися горизонтами фирна и льда, мощность которых меняется с глубиной. Мощность горизонтов фирна возрастает от 0,5 до 2 м, а ледяных горизонтов от 0,10—0,15 до 1,2 м. Глубже залегает слоистая толща сплошного льда, в которой на 15-метровой глубине прослеживается лин-

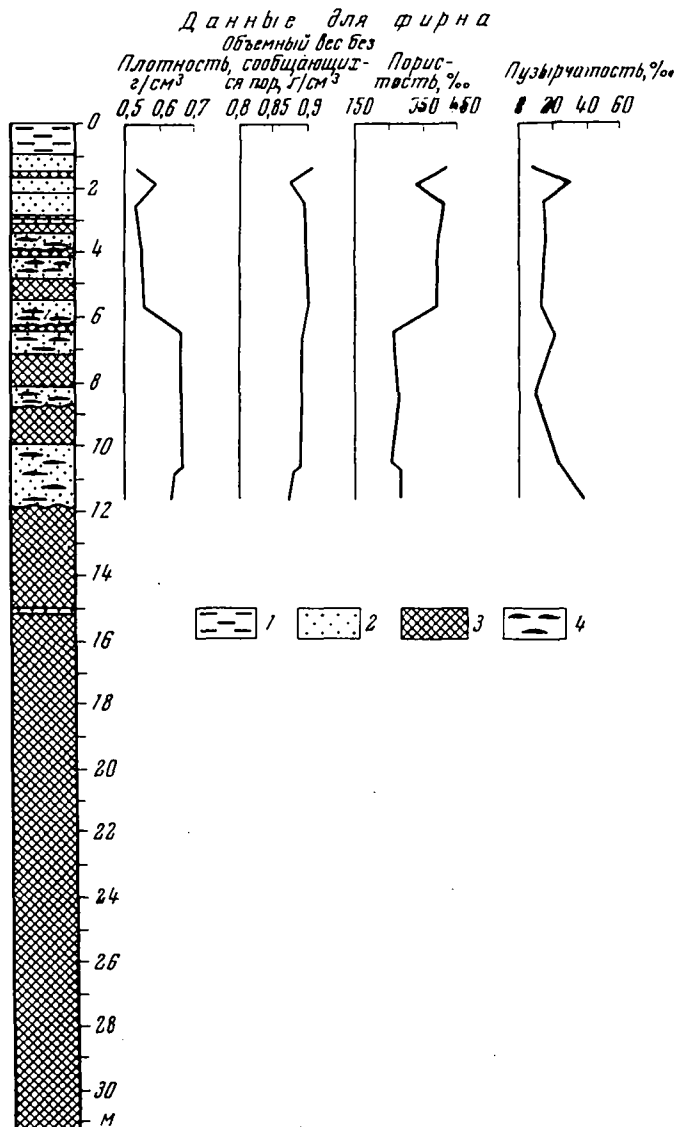
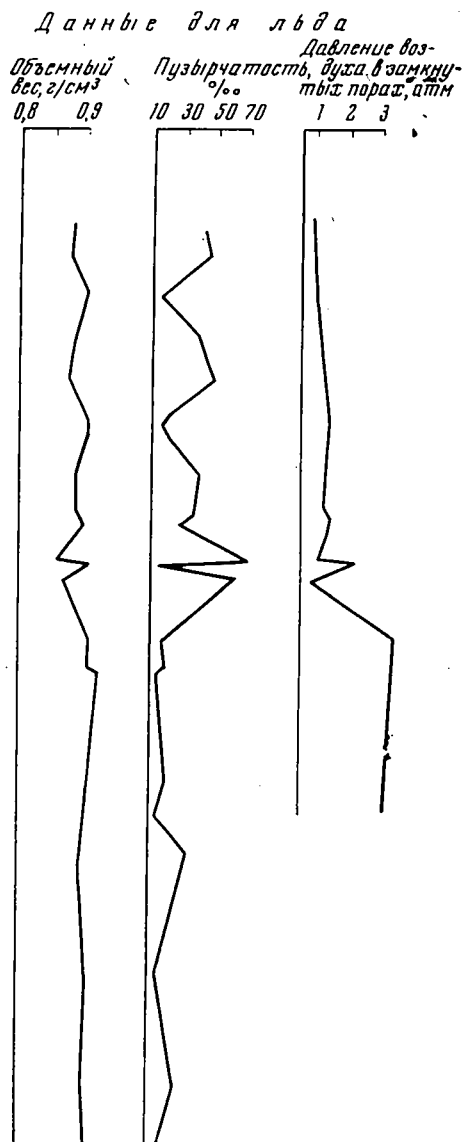


Рис. 58. Разрез фирново-ледяной толщи в области питания станции Ледораздельная и графики изменения физических

1 — снег; 2 — фирн; 3 — лед;

завидная прослойка очень плотного фирна, находящегося в заключительной стадии превращения в лед (рис. 58).

Крупность зерен фирна сверху вниз увеличивается от 1—2 до 5—8 мм (рис. 59). Ориентировка оптических осей в верхней части разреза в основном поясная, с глубиной становится все более упорядоченной, принимая вертикальное положение (см. рис. 62, а). В целом с глубиной общий объемный вес и пузырчатость фирна увеличиваются, а величина пористости уменьшается. Существенные отклонения от этой закономерности наблюдаются в верхней части разреза до глубины 3 м, которые связаны с особенностями инфильтрации талой воды. До глубины 7 м ледяные прослойки в основном имеют мощность 10—30 см и являются, как правило, годовыми слоями инфильтрационного льда. Глубже 7 м мощность горизонтов льда резко увеличивается, и каждый такой горизонт состоит из нескольких (8—12) годовых слоев. В от-



Новоземельского ледникового покрова у
свойств фирна и льда с глубиной

4 — ледяные линзы

личие от верхних маломощных слоев, состоящих из инфильтрационного льда, эти мощные горизонты сложены генетически разными типами льда. В основании каждого такого горизонта залегают несколько годовых слоев инфильтрационного льда, которые выше переходят в слои инфильтрационно конжеляционного, а последние вновь в слои инфильтрационного льда (рис. 60). Мощность годовых слоев достигает 10—30 см, причем в средней части горизонта они тоньше. Здесь слои состоят из инфильтрационно-конжеляционного и более плотных разностей инфильтрационного льда. Такие горизонты, состоящие из пачек различных слоев льда, наблюдаются и глубже 15 м. Однако в отличие от пачек, расположенных в верхней части разреза и разделенных горизонтами режеляционного фирна, внизу разреза такие горизонты переслаиваются со слоями инфильтрационно-рекристаллизационного льда. Нижние контакты ледяных прослоек с фирном и инфильтрационного льда с

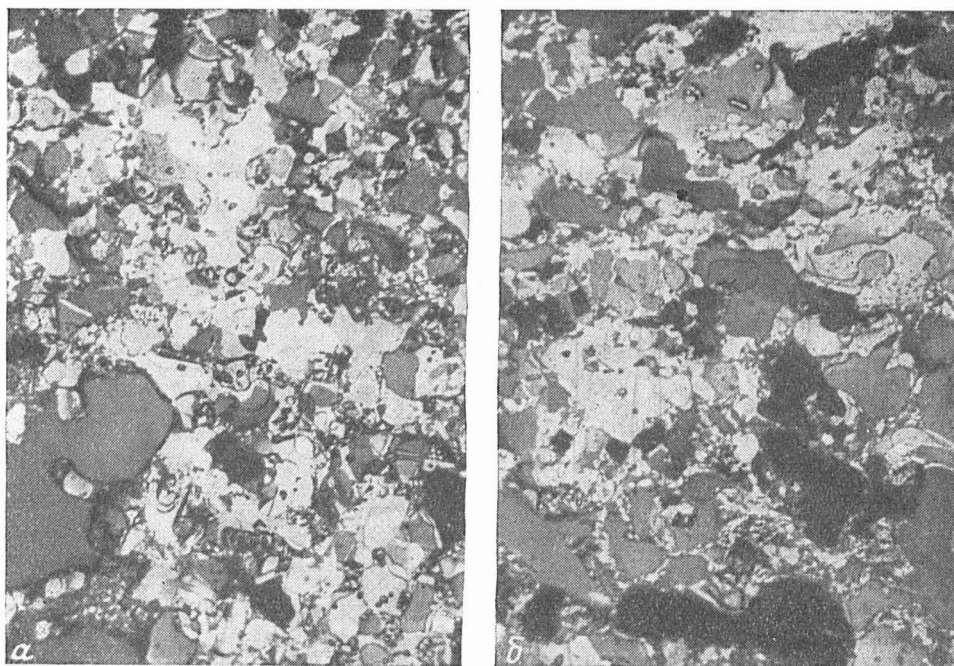


Рис. 59. Изменение характера фирна с глубиной
 а — фирн с глубины 1,4 м; б — с глубины 5,6 м (увел. в 3 раза)

инфильтрационно-рекристаллизационным четкие и горизонтальные. Верхние контакты волнистые и менее четкие. Годовые слои четко отделяются 1—2-сантиметровыми прослойками пузырчатого льда мутновато-белого цвета. Содержание воздушных включений постепенно убывает от нижней границы к верхней, поэтому верхняя часть годового слоя более плотная, чем нижняя.

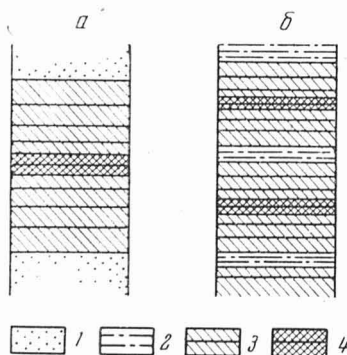


Рис. 60. Строение ледяных пачек

а — до глубины 12 м; б — глубже 12 м; 1 — фирн; 2 — инфильтрационно-рекристаллизационный лед; 3 — инфильтрационный лед; 4 — инфильтрационно-конгломерационный лед

Выделенные разновидности льда — инфильтрационный, инфильтрационно-конгломерационный и инфильтрационно-рекристаллизационный — являются генетически различными типами льда. Эти разновидности льдов хорошо различаются по ряду физических, кристаллографических и кристаллооптических свойств.

В разрезе преобладают слои инфильтрационного льда, мощность их достигает 20—30 см. Объемный вес 0,874—0,905 г/см³, объем воздуха в замкнутых воздушных включениях 46,9—13,2%. Структура льда аллотриморфнозернистая, размер кристаллов колеблется в довольно широких пределах от долей миллиметра до 10—20 мм (рис. 61, а). Ориентировка оптических осей в основном нормальная к слоям, причем в более плотных разностях ориентировка осей более упорядочена (рис. 62, б). Воздушные включения довольно разнообразны по форме и размерам. Крупные интерсертальные включения воздуха чаще имеют неправильную форму, мелкие — преимущественно круглые и эллипсоидальные с вертикальным расположением большей оси. Встречаются пузырьки ориентированного прорастания, ха-

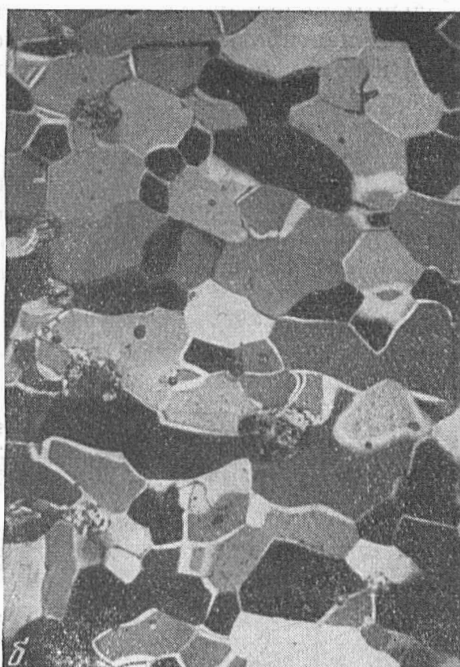
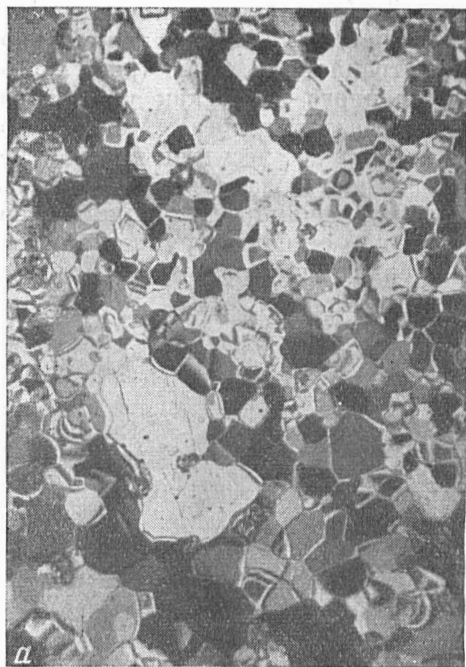


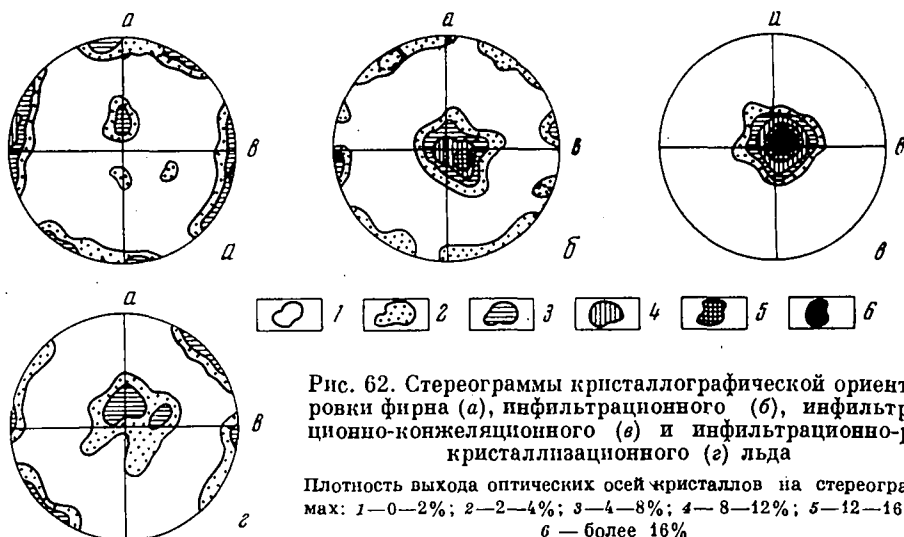
Рис. 61. Структура инфильтрационного (а), инфильтрационно-конжеляционного (б) и инфильтрационно-рекристаллизационного (в) льда (увел. в 4 раза)

рактерные для инфильтрационного льда. Основная масса воздушных включений приурочена к границам годовых слоев (рис. 63, а).

Слои инфильтрационно-конжеляционного льда по мощности не превышают 10—15 см. Объемный вес $0,900—0,916 \text{ г/см}^3$, объем воздуха в пузырьках 17,9—11,6%. Воздушные включения мелкие: от долей миллиметра до 1 мм, в основном овальной, круглой и грушевидной формы, чаще пойкилитового прорастания, и расположены внутри кристаллов (рис. 63, б). Структура близка к столбчатой гипидиоморфно-зернистой, встречаются участки с изометричными кристаллами (рис. 61, в). Размер столбчатых кристаллов

в большем поперечнике иногда достигает 3—4 см, изометричных — 1,5—2,5 см. Ориентировка оптических осей близка к вертикальной (нормально к слоям) и более упорядочена, чем в инфильтрационном льду (рис. 62, в).

Слой инфильтрационно-рекристаллизационного льда, как уже отмечалось выше, расположены в более глубоких частях разреза. Мощность их варьирует от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Объемный вес 0,845—0,887 г/см³, объем воздуха в замкнутых воздушных включениях 78,3—32,2%. Структура льда аллотриоморфно-зернистая (рис. 61, в). По сравнению с инфильтрационным льдом он более крупнозернистый, что связано с большой величиной зерен фирна, из которого он образовался.



Воздушные включения очень разнообразны и по форме, и по величине (рис. 63, в). Большую часть их составляют крупные ветвистые включения, являющиеся остатками фирновых пор. Встречаются и мелкие воздушные пузырьки сферической, удлинённой и неправильной формы. Крупные ветвистые, а часто мелкие воздушные включения расположены интерсертально. Преобладающая ориентировка оптических осей нормальная к слоям (рис. 62, г). Для толщи этой зоны характерно постоянство мощностей фирновых и ледяных горизонтов.

Фирново-ледяная толща ледникового покрова в области питания имеет довольно сложное и разнообразное строение, что является результатом особенностей процессов фирнизации и льдообразования. По направлению к краевым частям зоны в целом характер строения фирновой толщи сохраняется. Однако нижние слои фирна, постепенно утоньшаяся по простиранию, последовательно снизу вверх выклиниваются. Слои и линзы льда, напротив, постепенно утолщаясь, сливаются друг с другом, образуя все более мощные горизонты (рис. 64). Постепенно в разрезе толщи все больше и больше начинает преобладать лед, нижняя граница фирна поднимается, общая мощность фирновой толщи уменьшается. Поскольку описываемая зона льдообразования расположена в центральной части области питания, рельеф которой отличается большой равнинностью, то падение слоев по простиранию очень незначительное и не превышает 0,5—1°.

Как известно, превращение режеляционного фирна в лед может происходить вследствие двух процессов: оседания и паратектонической перекристаллизации фирна, с одной стороны, и инфильтрации и замерзания талой воды, с другой. В разных условиях то один, то другой из этих процессов играет преобладающую роль вплоть до почти полного устранения одного из них. Регулирующим фактором при этом является соотношение интенсивно-

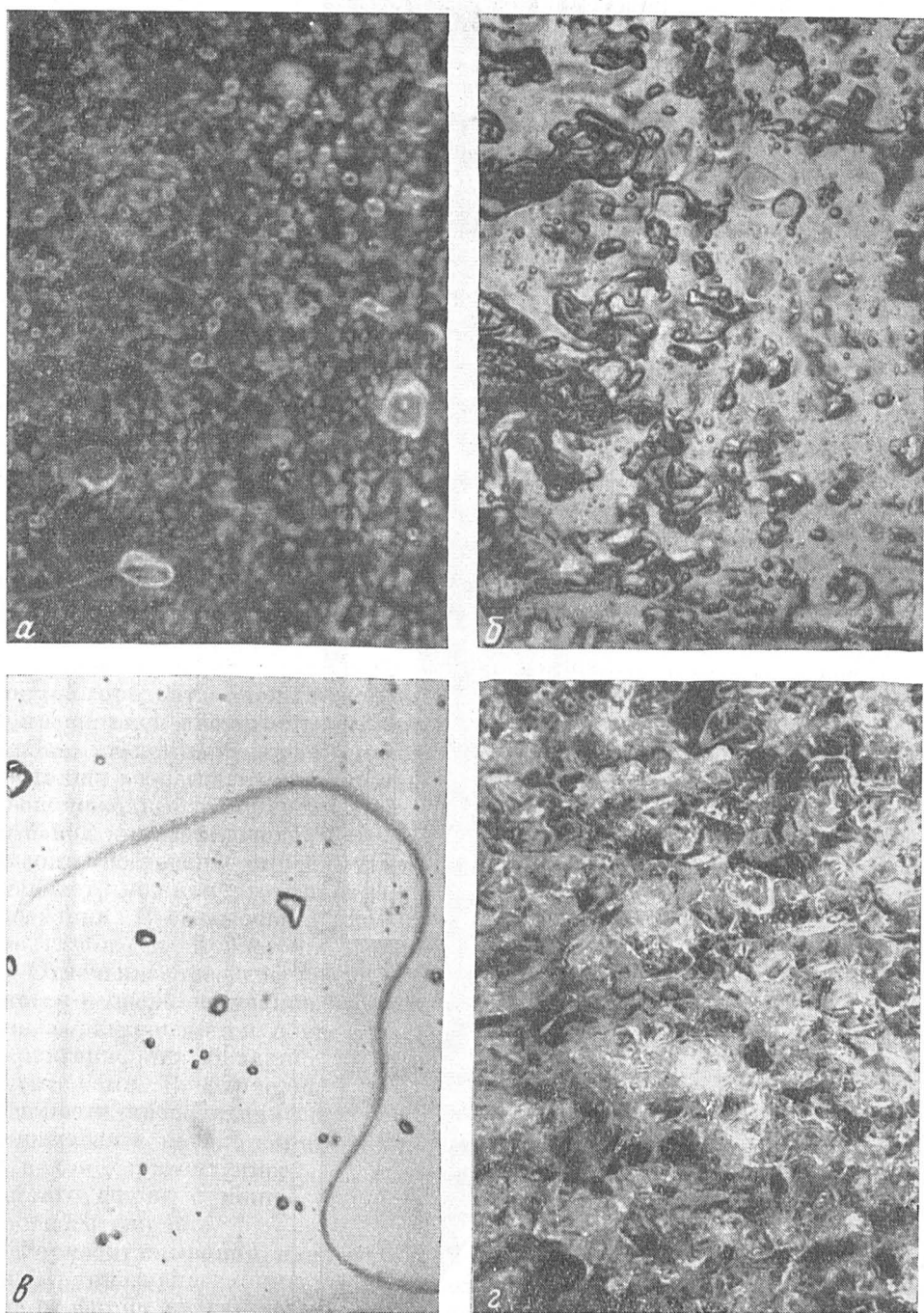


Рис. 63. Характер воздушных включений в инфильтрационном (а), инфильтрационно-рекристаллизационном (б) и инфильтрационно-конжеляционном (в) льду и в фирне (г) (шкала в мм)

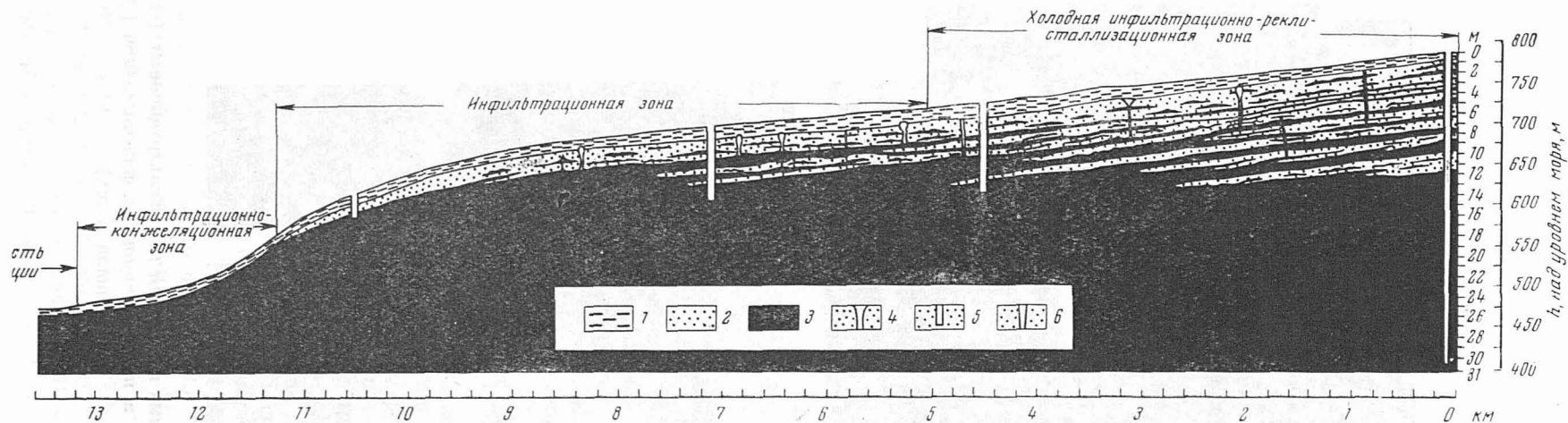


Рис. 64. Сводный стратиграфический профиль области питания ледника Шокальского

1 — снег; 2 — фирн; 3 — лед; 4 — трещины; 5 — шурфы и шахты; 6 — скважины

сти летнего таяния и зимнего промерзания и количество отлагающихся твердых осадков [229]. Зона с холодным инфильтрационно-рекристаллизационным типом льдообразования лежит в области климата вечного мороза. Здесь средняя годовая (многолетняя) температура воздуха не превышает $-12 \div 13^\circ$, а средняя месячная температура холодного периода достигает $-17 \div 18^\circ$. Количество твердых осадков, отлагающихся в этой зоне, велико: 50 г/см^2 на северо-востоке, около $70\text{--}80 \text{ г/см}^2$ в средней части и $75\text{--}80 \text{ г/см}^2$ в южной части зоны. Несмотря на низкие зимние температуры воздуха, летнее таяние весьма значительно и достигает $35\text{--}40 \text{ г/см}^2$. Все это обуславливает высокую интенсивность процессов инфильтрационного льдообразования.

Льдообразование в этой зоне протекает в основном по инфильтрационному типу. Вода, получающаяся от таяния части твердых атмосферных осадков и от дождей, просачиваясь в толщу фирна, замерзает в ней и превращается в инфильтрационный лед. Однако талых вод недостаточно, чтобы заполнить льдом все поры фирна, так как объем пор годового остатка нестайвающего снега (в среднем многолетнем значении) больше, чем объем образующегося инфильтрационного льда. Поэтому льдообразование заканчивается на глубине путем паратектонической перекристаллизации, о чем свидетельствует наличие в глубоких частях разреза слоев инфильтрационно-рекристаллизационного льда.

Поскольку инфильтрация талой и дождевой воды является решающим фактором льдообразования в этой зоне, необходимо подробнее остановиться на закономерностях просачивания воды в толщу и характере ее влияния на ледяную породу. В начале таяния верхняя часть снежной толщи, охваченная инфильтрацией, сильно отличается от нижней, куда вода еще не просочилась. В верхней части разреза появляются признаки режеляционного округления снежинок, проявляется скрытая тонкая первичная текстура — чередование тонкой горизонтальной слоистости с косой, линзовидной, волнисто-изогнутой, неправильной слоистостью горизонтов метелевого снега. Постепенно с усилением таяния и увеличением количества поступающей воды различия внутри толщи возрастают. Намечается разделение толщи на горизонт вымывания, расположенный в верхней части разреза, и горизонт вымывания, расположенный под ним. С продолжением таяния и инфильтрации воды отмеченные горизонты постепенно опускаются вглубь. Верхняя часть горизонта вымывания стаивает, нижняя его граница опускается все ниже, захватывая горизонт вымывания. В свою очередь нижняя граница горизонта вымывания проникает все глубже и глубже в толщу, захватывая новые слои фирна.

Отмеченное разделение снежно-фирновой толщи на два горизонта сохраняется и после окончания таяния (рис. 65). В этот период горизонт вымывания характеризуется пониженной плотностью. Для фирна этого горизонта характерно преобладание открытых (сообщающихся) пор над воздушными пузырьками. В фирне наблюдаются многочисленные вертикальные каналы и полости просачивания воды. Ледяные и фирновые корки и прослойки, появившиеся в начале таяния, рассасываются, уничтожается микрослоистость. В целом горизонт имеет пятнистую текстуру — участки позадраватого пористого фирна с пониженной плотностью чередуются с участками более плотного фирна.

Горизонт вымывания, напротив, отличается большей плотностью (до $0,7 \text{ г/см}^3$), он крупнозернист, имеет аллотриоморфнозернистую структуру. В отличие от фирна, слагающего горизонт вымывания, в этом фирне большую часть воздушных включений составляют замкнутые поры (пузырьки), а содержание сообщающихся пор резко сокращается. В фирне большое количество разнообразных ледяных включений, линз и прослоек льда. Ледяные желваки имеют неправильную «шпиковатую» форму, размер их в поперечнике достигает $3\text{--}5 \text{ см}$. Вертикальные ледяные включения, образовавшиеся в результате замерзания воды в вертикальных каналах просачивания, имеют в плане округлую форму. Нижняя расширяющаяся их часть, как правило, заканчи-

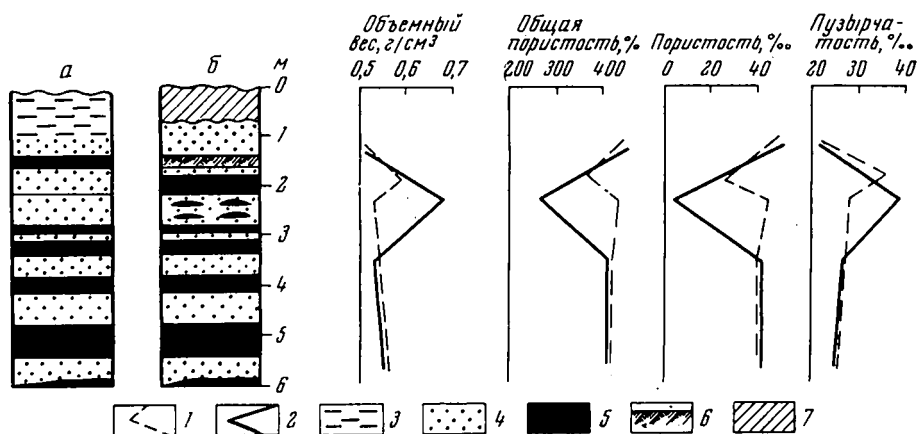


Рис. 65. Характер изменения фирна с глубиной

а — до летнего таяния 1958 г.; б — то же, после таяния

1 — изменение физических свойств фирна с глубиной до начала таяния; 2 — изменение физических свойств фирна с глубиной после окончания таяния; 3 — снег 1957/58 г.; 4 — фирн; 5 — лед; 6 — прослойка льда, разрушенная в период таяния; 7 — толщина снега, стоявшая за лето 1958 г.

вается линзой льда. Размеры ледяных линз различны, толщина их в среднем не превышает 3—5 см, длина не более 20—25 см. Нижние границы линз льда ровные и горизонтальные, контакт с фирном четкий; верхние — волнистые, контакт с фирном расплывчатый, переход фирна в лед постепенный. Ледяные линзы имеют тонкослоистое строение. Слоистость линзовидно-чешуйчатая, она создается чередованием тонких полос чистого и пузырчатого льда. По-видимому, такая слоистость обусловлена замерзанием порций воды, периодически поступающей в фирновую толщу. Кроме того, в горизонте вымывания после окончания таяния на различных глубинах образуются мощные ледяные прослойки, выдержанные по простирацию. Нижняя граница горизонта вымывания фиксирует глубину проникновения в толщу фирна талой и дождевой воды. Глубина просачивания воды и характер ее распределения в толще зависят, с одной стороны, от ее количества, с другой, — от плотности фирна, количества ледяных прослоек в нем и запаса холода в толще. Первое способствует увеличению глубины просачивания, второе — препятствует этому.

Всего в исследованном районе в 1957/58 г. осадков выпало около 50 г/см^2 (в том числе 4 г/см^2 жидких). После летнего таяния, продолжавшегося 40 дней, остался слой режеляционного фирна мощностью 21 см, или около 10 г/см^2 . Таким образом, в толщу фирна просочилось около 40 г/см^2 талой и дождевой воды. В результате инфильтрации воды и ее замерзания плотность фирна в горизонте вымывания увеличилась с 0,52 до 0,67 г/см^3 , на глубине 2 м образовался слой инфильтрационного льда мощностью 35 см, а на глубине 2,8 м мощность ледяной прослойки увеличилась с 8 до 15 см. Кроме того, в фирне образовалась серия линз инфильтрационного льда. На глубине, превышающей 3 м, каких-либо изменений в структуре фирна и его плотности не произошло¹.

Всего в горизонте вымывания аккумулировалось около 30 г/см^2 воды, составившей $\frac{3}{4}$ всего количества воды, просочившейся в толщу. Остальная часть воды (около 10 г/см^2) могла уйти по трещинам в более глубокие горизонты толщи или частично мигрировать к краевым частям зоны в процессе возможного незначительного бокового стока по водоупорным горизонтам льда. Стока талой воды из описываемой зоны в расположенные ниже, по-видимому,

¹ Изменения структуры и запаса воды в различных горизонтах фирна под действием инфильтрации определялись путем проведения серии повторных измерений объемного веса фирна и детальных повторных описаний разреза до начала таяния и после его окончания. Объемный вес измерялся методом гидростатического взвешивания на аналитических весах с точностью до 0,1 мг и вычислялся до пятого десятичного знака.

не существует, благодаря малому общему уклону поверхности ледникового покрова. Сток воды из этой зоны затруднен также из-за блокирования ее, с одной стороны, более «холодным» льдом расположенной ниже инфильтрационной зоны, а с другой — сливающимися горизонтами льда, которые в данном случае выполняют роль своеобразных ловушек талой воды, мигрирующей по ледяным горизонтам (рис. 64).

В более глубокие горизонты фирново-ледяной толщи вода проникает лишь по немногочисленным трещинам, ширина которых обычно не превышает 20—30 см. Вода, стекающая в трещины, не попадает в горизонты фирна, так как их изолирует слой льда, который покрывает стенки трещин (рис. 66). Этот натечный слой льда образуется в самом начале таяния, когда фирновая толща еще имеет отрицательную температуру, и часть талой воды, стекая по холодным стенкам трещин, намерзает на них. При этом вода, частично пропитывая фирн, превращает его в инфильтрационный лед. Когда же фирновая толща принимает нулевую температуру, этот намерзший лед препятствует проникновению воды в горизонты фирна, вода скапливается в трещинах, и, замерзая зимой, образует ледяные дайки, секущие фирновую толщу. Скопившаяся вода, являясь аккумулятором большого количества тепла, при замерзании вызывает аномальные повышения температуры фирново-ледяной толщи.

Таким образом, вся вода, образующаяся в результате таяния и выпадения жидких осадков в этой зоне, полностью аккумулируется в фирново-ледяной толще. Основная масса воды остается в верхней части толщи, вызывая инфильтрационное уплотнение и образование слоев и линз льда. Глубина просачивания воды в шахте, где непосредственно производились повторные определения содержания влаги в толще, в 1958 г. не превысила 3 м. Такая сравнительно небольшая глубина инфильтрации объясняется, по нашему мнению, большим количеством мощных ледяных прослоек в верхней части фирновой толщи и большим запасом холода в ней. Основным запас холода зимнего промерзания сосредоточен в самой верхней части фирновой толщи. Кроме того, весьма велика (до $0,6 \text{ г/см}^3$) плотность фирна, залегающего под слоем сезонного снега перед началом таяния, а значительная часть воздушных включений в фирне приходится на замкнутые поры, что затрудняет инфильтрацию воды. Все это приводит к тому, что плотный холодный фирн с многочисленными прослойками и линзами льда, залегающий в верхней части толщи, является своего рода барьером, задерживающим проникновение воды в глубь толщи. Поэтому в течение большей части короткого периода таяния происходит лишь отепление верхней части фирновой толщи.

Несколько иными были условия таяния в 1959 г. За зиму 1958/59 г. образовался слой снега мощностью 146 см, что составляло $62,3 \text{ г/см}^2$. Летом вся толща выпавшего снега растаяла. К сожалению, нам не удалось произвести повторные наблюдения после окончания таяния (так как экспедиция закончила работу), но можно полагать, что в 1959 г. талая и дождевая вода не могла проникнуть намного глубже в толщу, чем это имело место в 1958 г., так как на ее пути была толща льда общей мощностью не менее 80 см¹ (рис. 65).

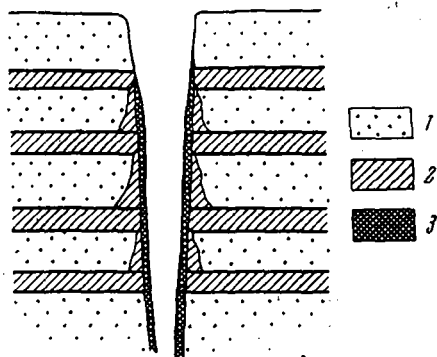


Рис. 66. Схематическая зарисовка строения трещины в области питания центральной части ледникового покрова

1 — фирн; 2 — инфильтрационный лед; 3 — натечный лед

¹ Глубину просачивания талой воды в фирновую толщу мы определяли летом 1962 г. на южном склоне Эльбруса с использованием красителей. Несмотря на значительно большее количество талой и дождевой воды (около 130 г/см^2), глубина ее просачивания не превышала 5 м [10].

Итак, в описываемой зоне основная масса воды, образовавшейся в результате таяния и дождей, просочившись в толщу, замерзает в ее верхней части. Весь процесс инфильтрационного льдообразования включает два периода. В первый период весенне-летнего льдообразования замерзание талой и дождевой воды происходит за счет запасов холода предшествующего зимнего промерзания. В 1958 г. за счет собственного запаса холода активного слоя в лед превратилось около половины поступившей в толщу воды. Остальная часть воды, сохранившись в виде капиллярной воды в порах фирна и водозастойных горизонтов над ледяными водонепроницаемыми слоями, замерзает при последующем промерзании толщи в осенне-зимний период.

Таким образом, в этой зоне вся вода, получающаяся от таяния части твердых атмосферных осадков и от дождей, в процессе инфильтрационного уплотнения замерзает в порах фирна. Показателем относительной роли инфильтрации в процессе уплотнения, т. е. превращения фирна в лед, является соотношение интенсивности поверхностного таяния с количеством отлагающихся твердых осадков. Это соотношение зависит от величины относительного инфильтрационного уплотнения $\frac{\delta_{\text{н}} - \delta_{\text{в}}}{\delta_{\text{н}}}$ за время, пока фирн проходит

путь от верхней части разреза, где он имеет объемный вес $\delta_{\text{в}}$, до нижней границы просачивания воды, где его объемный вес $\delta_{\text{н}}$. Отмечая, что значения $\delta_{\text{в}}$ и $\delta_{\text{н}}$ не везде одинаковы, П. А. Шумский [229] принял в среднем $\delta_{\text{в}} = 0,48$, а $\delta_{\text{н}} = 0,8$ г/см³ и получил коэффициент, равный 0,4.

Для центральной части Новоземельского ледникового покрова по нашим данным $\delta_{\text{в}} = 0,38$, а $\delta_{\text{н}} = 0,88$ г/см³. При этом коэффициент получается равным 0,57 — он и принят в наших расчетах. Тогда уравнение П. А. Шумского [229], определяющее предельное количественное соотношение между тепловой, затрачиваемой на таяние поверхности ледника, и количеством твердых и жидких атмосферных осадков, при отсутствии стока в холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоне Новоземельского ледникового покрова, будет иметь следующий вид: $W_{\text{т}} + 0,43 \cdot 80 N_{\text{ж}} < 0,57 \cdot 80 N_{\text{тв}}$, где $N_{\text{ж}}$ — количество дождевой воды, $N_{\text{тв}}$ — количество атмосферных осадков, коэффициент 0,43 зависит от соотношения $\delta_{\text{в}}/\delta_{\text{н}}$.

А количественное соотношение между величиной ежегодно образующегося инфильтрационного льда и объемом пор в нестайвающем остатке в среднем многолетнем в этой зоне определится уравнением: $P \cdot N_{\text{ост}} > N_{\text{ил}} = W_{\text{т}} + N_{\text{ж}}$, где $N_{\text{ил}}$ — масса инфильтрационного льда, $N_{\text{ост}}$ — масса нестайвающего остатка, коэффициент $P = \frac{\delta_{\text{н}} - \delta_{\text{в}}}{\delta_{\text{в}}}$ по нашим наблюдениям для Новой Земли получился равным 1,3. Величина $P \cdot N_{\text{ост}}$ — объем пор в нестайвающем остатке.

Таким образом, в описываемой зоне все количество выпадающих осадков полностью аккумулируется в толще. Стока талой и дождевой воды из зоны нет. Часть выпадающих осадков превращается в лед инфильтрационным путем. Однако количество талой и дождевой воды в среднем многолетнем не превышает 0,57 количества твердых осадков. Масса образующегося инфильтрационного льда меньше объема пор в нестайвающем остатке. Поэтому льдообразование заканчивается в глубине рекристаллизационным путем.

Соотношение между таянием и количеством отложившихся твердых осадков в описываемой зоне в 1957/58 г. выражалось следующими величинами: всего за год накопилось 46 г/см² твердых осадков, количество талой воды составило 36 г/см², кроме того, выпало 4 г/см² жидких осадков. Вся талая и дождевая вода просочилась в фирново-ледяную толщу и превратилась в инфильтрационный лед. Нестаявший остаток составил 10 г/см². В 1959 г. весь слой выпавшего снега (61 г/см²) растаял.

Таким образом, в 1957/58 и в 1958/59 гг. условия льдообразования, характерные для этой зоны, были нарушены, так как объем талых и дождевых вод в оба года превысил объем пор нестайвшего остатка. Но условия льдообразования характеризуются многолетними соотношениями таяния и аккумуляции,

которые здесь удовлетворяют условиям холодного инфильтрационно-рекристаллизационного льдообразования. По средним многолетним данным (см. рис. 55), в этой зоне на ледоразделе на широте Русской Гавани величина аккумуляции достигает 70 г/см^2 , а величина таяния — около 30 г/см^2 . Количество жидких осадков, судя по наблюдениям экспедиции, не превышает $7-8 \text{ г/см}^2$.

Как показали двухлетние наблюдения на ледоразделе, ниже активного слоя ледяная толща имеет отрицательные температуры, понижающиеся с глубиной (см. главу VII). Следовательно, льдообразование заканчивается на глубине рекристаллизационным путем в условиях отрицательной температуры.

Инфильтрационная зона

Вертикальный разрез ледяных пород в этой зоне в целом складывается (сверху вниз) из снега в возрасте менее года (отсутствующего в период таяния); толщи режеляционного и инфильтрационного фирна с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда; инфильтрационного льда с прослоями и линзами инфильтрационно-конжеляционного льда; жил, состоящих из конжеляционного и натечного льда. Строение толщи в инфильтрационной зоне в общем аналогично строению толщи в инфильтрационно-рекристаллизационной зоне. Характер изменения свойств фирна с глубиной одинаков. Одинаковы и свойства инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда. В целом мощность фирновой толщи в описываемой зоне меньше, она не превышает $6-7 \text{ м}$ — глубины инфильтрации талых вод. В отличие от первой зоны здесь не происходит образования слоев инфильтрационно-рекристаллизационного льда, так как льдообразование в инфильтрационной зоне протекает и заканчивается в верхней части толщи инфильтрационным путем.

Инфильтрационное льдообразование в описываемой зоне в общем протекает так же, как и в холодной инфильтрационно-рекристаллизационной зоне. Весной снежно-фирновая толща промачивается талыми водами и прогревается до нуля. При этом часть талой воды замерзает в порах фирна, его плотность увеличивается, прослойки и линзы льда в фирне утолщаются. Количество замерзшей воды зависит от запаса холода в толще и от ее мощности. После того как талые воды достигают горизонта плотного водонепроницаемого льда, часть их намерзает на поверхности льда под влиянием запаса холода толщи льда. Часть воды, которую не в состоянии заморозить за теплый период запас холода, приходящего снизу, стекает. Количество образующегося льда зависит от температуры ледяной толщи и продолжительности теплого периода. Этот период льдообразования может быть назван весенне-летним [208].

После окончания таяния в порах фирна остается капиллярная вода, а над ледяными линзами и прослойками сохраняются водозастойные горизонты. Эта вода осенью и в начале зимы замерзает при промерзании толщи сверху и частично от притока холода снизу.

По мнению Е. Н. Цыкина, существование инфильтрационной зоны становится возможным под действием своеобразного природного механизма авторегулирования, который заключается в следующем. Если первоначально объем пор нестайвающего остатка снега несколько больше, чем годовое образование инфильтрационного льда, то слой фирна возрастает. Однако с увеличением мощности фирна сток вод будет меньше и увеличивается объем инфильтрационного льда, образующегося за год. Постепенно он достигает величины объема пор в нестайвающем остатке снега. После того как инфильтрационный лед заполнит столько же пор, сколько их имеется в годовом остатке снега, изменение мощности фирна прекращается. Противоположные изменения будут способствовать сохранению мощности фирна при уменьшении объема пор. Поэтому мощность фирновой толщи в этой зоне мало изменяется во времени [208]. А. Н. Кренке [106], возражая Е. Н. Цыкину, считает, что $W_T + N_{\text{ж}} = KN_{\text{тв}}$ будет соблюдаться только на уровне линии, выше которой будут условия инфильт-

рационно-рекристаллизационной зоны, а ниже — условия инфильтрационно-конжеляционной зоны. Поэтому существование инфильтрационной зоны является следствием непостоянства во времени климатических условий, и льдообразование в этой зоне представляет собой промежуточное состояние. Однако нам представляется, что существование инфильтрационной зоны климатически обусловлено, и эта зона может существовать на холодных ледниках при стационарном климате и его колебаниях. Приведенное выше равенство будет соблюдаться лишь на уровне одной линии, ниже которой будет существовать зона, в которой $W_t + N_{ж} > KN_{тв}$, но соотношение массы новообразующегося инфильтрационного льда и объем пор в нестайвавшем остатке будут выражаться уравнением $P \cdot N_{ост} = N_{ил}$. Равенство сохранится и при стационарном климате.

Колебания климатических условий, если амплитуда их недостаточно велика для установления типичного разреза новой толщи, будут вызывать изменение границ зоны и смещение ее вниз или вверх по склону, в зависимости от характера изменений. Если же амплитуда колебаний климатических условий достаточно велика, то за ряд лет при похолодании или относительном увеличении количества твердых осадков произойдет увеличение области питания, увеличение ширины фирновой зоны, и, наоборот, при потеплении или относительном уменьшении количества твердых осадков зоны сместятся вверх, до полной замены нижними зонами верхних, вплоть до выклинивания последних; это имело место на Новой Земле в начале 30-х годов текущего столетия [6].

Описанный Е. Н. Цыкиным [208] механизм авторегулирования, как показал А. Н. Кренке [106], не обеспечивает существование инфильтрационной зоны (но в этом нет и необходимости, так как эта зона может существовать при стационарном климате), однако его влияние может сказываться в замедлении процесса разрастания фирновой толщи до размеров, обеспечивающих участие рекристаллизации, а также привести к полному ее исчезновению.

Таким образом, нам представляется вполне обоснованным выделение инфильтрационной зоны как самостоятельной, наряду с инфильтрационно-рекристаллизационной и инфильтрационно-конжеляционной зонами. Верхней границей инфильтрационной зоны является уровень, на котором соблюдается равенство $W_t + N_{ж} = K \cdot N_{тв}$, а нижней границей — фирновая линия. Уравнениями, описывающими льдообразование в этой зоне, будут:

$$W_t + 0,43 \cdot 80 N_{ж} > 0,57 \cdot 80 N_{тв} \text{ и } 1,3 \cdot N_{ост} = N_{ил} < W_t + N_{ж}.$$

В среднем многолетнем количестве талой воды превышает 0,57 количества отлагающихся твердых осадков, но количество образующегося инфильтрационного льда равно объему пор в нестайвавшем остатке. Поэтому льдообразование в этой зоне заканчивается инфильтрационным путем.

Инфильтрационно-конжеляционная зона

Эта зона располагается между фирновой границей и границей питания. Вертикальный разрез в этой зоне складывается из снега, стайвающего летом; толщи инфильтрационного льда с тонкой отчетливой слоистостью, содержащей прослойки и линзы инфильтрационно-конжеляционного и натечного льда; вертикальных жил конжеляционного льда и, наконец, вторично-рекристаллизационного льда в глубоких частях разреза. Все увеличивающееся таяние и уменьшение количества твердых осадков вниз по склону достигают такого соотношения, что талая и дождевая вода превышает необходимое количество для заполнения пор нестайвающего остатка фирна. Все поры фирнового остатка заполняются водой, образуя при замерзании сплошной слой льда. Часть талых вод, не уместившаяся в порах нестайвавшего остатка фирна, стекает за пределы этой зоны в область абляции. Количество талых и дождевых вод настолько велико по сравнению со снежным остатком, что в некоторых

местах образуются озероподобные скопления воды, которая замерзая зимой, превращается в типичный конжеляционный лед.

В конце таяния, когда почти вся толща снежного остатка превращается в лед, потоки талых вод намерзают на слое инфильтрационного льда в виде линз натечного конжеляционного льда. Условия льдообразования в этой зоне характеризуются следующими уравнениями:

$$W_T + 0,43 \cdot 80 N_{\text{н}} > 0,57 \cdot 80 N_{\text{тв}},$$

$$1,3 N_{\text{ост}} < N_{\text{ил}} + N_{\text{н. к. л}} \ll W_T + N_{\text{н}},$$

где $N_{\text{н.к.л.}}$ — масса натечного конжеляционного льда.

В инфильтрационно-конжеляционной зоне, так же как и в инфильтрационной зоне, количество талой и дождевой воды в среднем многолетнем превышает 0,57 количества отлагающихся твердых осадков, но количество образующегося инфильтрационного и натечно-конжеляционного льда превышает объем нестайвающего остатка.

Основная особенность вещественного баланса в описываемой зоне, так же как и в инфильтрационной — наличие стока, частичное усвоение выпавших осадков и неполная реализация запасов холода ледяной толщи.

Область абляции

В области абляции ледяная толща представлена метаморфическими льдами, мощность которых, определенная сейсмозондированием в 1932 г., предположительно оценивалась в 60—250 м в разных частях области.

На поверхности (а в зимнее время — под слоем сезонного снега) залегает слой деструкционного льда (кора таяния) образовавшегося в результате избирательного радиационного таяния (рис. 67). Кора радиационного таяния представляет собой слой рыхлого льда, который состоит из сильно обтаявших кристаллов, едва соприкасающихся между собой. Кристаллы разделены пустотами, образующими сложные ветвистые полости, вертикальные каналы или довольно широкие стаканы протавивания. Из-за большой пористости лед имеет молочно-белый цвет. В отдельных местах лед разрушен до такой степени, что превратился в сыпучую массу, состоящую из отдельных обтаявших зерен. Мощность коры таяния меняется по площади, в среднем она равна 10—20 см, большие мощности, до 0,5 м, наблюдаются у подножия гряд, куда разрыхленная масса приносится водными потоками.

Под корой радиационного таяния располагается криоконитовый горизонт — слой льда, включающий минеральные примеси. Последние представляют собой продукты выветривания горных пород окрестных массивов, приносимые на поверхность ледника ветром и проникающие затем в глубь льда в результате таяния. Размер минеральных частиц во льду не превышает 2—3 мм, большая часть их представлена пылеватым материалом. Основная часть моренного материала расположена в основании слоя, где его мощность равна 5—7 см, в остальной части слоя моренный материал рассеян равномерно в виде пылеватых частиц и отдельных небольших обломков горных пород.

Ниже криоконитового горизонта залегает слоистая толща льда. Слоистость выражена чередованием слоев льда, отличающихся друг от друга своими текстурными и структурными особенностями. Выделяются три типа слоев: слой льда белесовато-голубого цвета с многочисленными включениями воздуха; ленты темно-голубого «хрустального» льда, почти лишенного воздушных включений, и слой молочно-белого льда со значительным содержанием воздушных включений разнообразной формы (рис. 68). Слои имеют уклон в сторону движения ледника; в верхней части он равен 8°, а с глубиной постепенно увеличивается, достигая 16° (на глубине 15 м).

Слой белесовато-голубого льда составляет большую часть разреза. Их мощность колеблется от 10 до 150 см. Текстура льда сланцеватая. Сланцеватость параллельна слоистости ледяной толщи. Основную часть воздушных

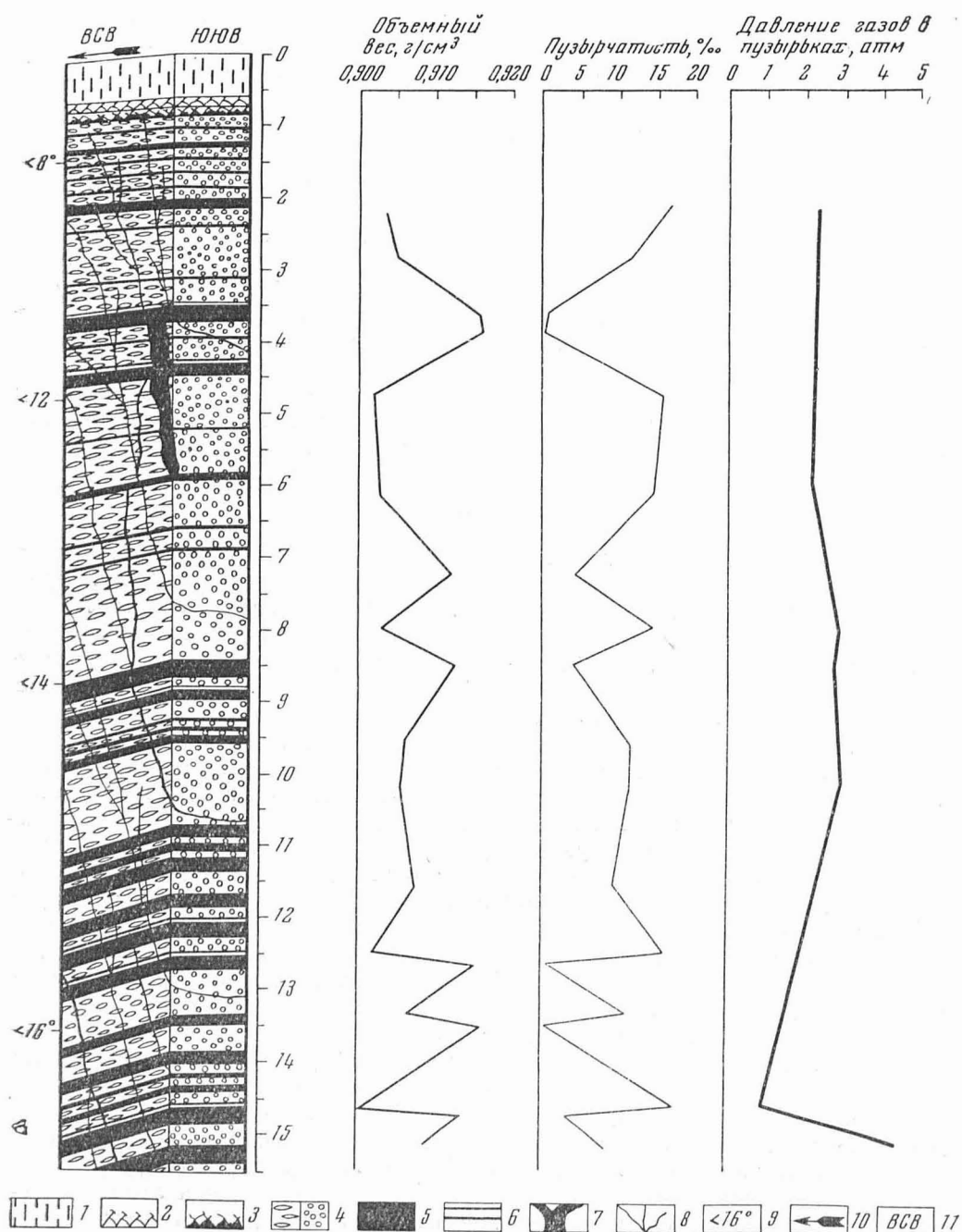


Рис. 67. Разрез ледяной толщи и графики изменения физических свойств льда с глубиной в области абляции ледника Шокальского

1 — снег; 2 — кора радиационного таяния; 3 — криоконитовый горизонт; 4 — лед белесовато-голубого цвета с вытянутыми пузырьками воздуха; 5 — «хрустальный лед»; 6 — лед молочно-белого цвета с большим содержанием воздушных включений; 7 — ледяные жилы; 8 — трещины; 9 — угол падения сланцеватости; 10 — направление движения ледника; 11 — ориентировка стенок шурфа

Рис. 68. Контакты трех типов льда, составляющих ледник Шокальского в области абляции

1 — рассланцованный лед белесовато-голубого цвета; 2 — лента темно-голубого «хрустального льда»; 3 — молочно-белый лед

включений составляют пузырьки воздуха удлиненной трубчатой формы, вытянутые в направлении движения ледника. Наибольшая длина пузырьков 10—20 мм при средней длине 3—5 мм. Ширина пузырьков колеблется от 0,5 до 2 мм. По характеру расположения вытянутые пузырьки являются межкристаллическими. Круглые воздушные пузырьки размером около 0,5 мм встречаются значительно реже, являются внутрикристаллическими, и лишь наиболее крупные из них располагаются между кристаллами (рис. 69, а). Кристаллы льда имеют неправильную форму. Они сплюснены и вытянуты в направлении движения ледника (рис. 68). Соотношение большой и малой осей достигает порой 5 : 1. Удлиненные кристаллы наблюдаются в слоях, где преобладают удлиненные пузырьки воздуха.

Слои голубого «хрустального» льда имеют меньшее распространение в разрезе, чем слои белесовато-голубого льда. Их максимальная мощность 25—30 см, обычно мощность отдельного слоя голубого льда равна 10—15 см. В разрезе они четко выделяются в виде голубых лент. Содержание воздушных включений в этих слоях невелико. Пузырьки имеют круглую форму, размеры их не более 0,5 мм в диаметре. Характерно, что чем мощнее голубая лента, тем меньше она содержит воздушных включений. Преобладающий размер кристаллов этих слоев 20—30 мм, часто 60—80 мм в большем поперечнике. Кристаллы имеют сплюсненную, вращенную друг в друга форму, но грани

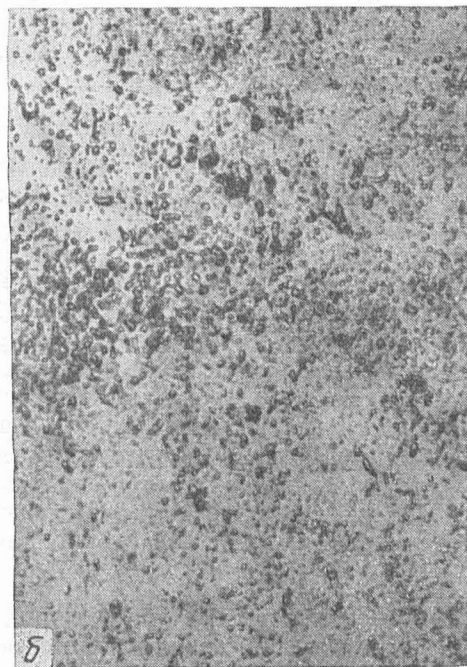
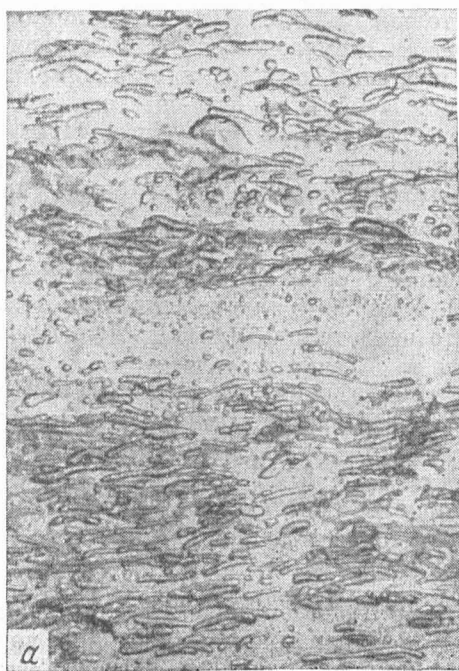
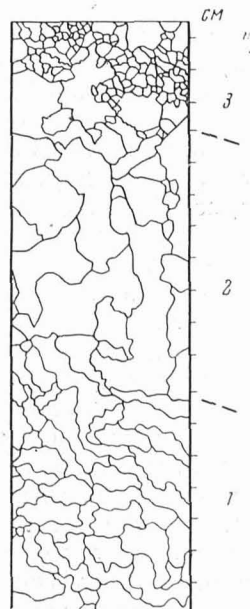


Рис. 69. Характер воздушных включений в рассланцованном льду белесовато-голубого цвета (а) и в слоях молочно-белого льда (б) (шкала в мм)

их более прямолинейны, чем в кристаллах белесовато-голубого льда. Кристаллы в основном расположены вертикально (нормально к слоям) (рис. 68).

Слои молочно-белого льда наблюдаются только на контакте верхней границы «хрустального» льда со слоем белесовато-голубого. Содержание воздушных пузырьков в этих слоях во много раз превосходит содержание воздушных пузырьков в других слоях. Эти пузырьки очень разнообразны по размерам и форме. Преобладают пузырьки круглой формы, кроме них наблюдаются трубчатые пузырьки, вытянутые в направлении движения ледника (рис. 69, б). Кристаллы молочно-белого льда аналогичны кристаллам из белесовато-голубого слоя, но первые значительно мельче, размер их не превышает 3—5 мм.

В области абляции продолжается дальнейшее изменение ледяных пород под влиянием движения ледника, колебаний температур в ледяной толще, давления всей массы льда.

Кроме дальнейших процессов метаморфизма, в области абляции происходит образование нового льда в местах скопления талых вод, главным образом в многочисленных трещинах. В одних из них талая и дождевая вода, скапливаясь в период летнего таяния, замерзает зимой в виде разнообразных жил конжеляционного льда (рис. 70, 71). В других, наоборот, накопление происходит зимой, когда трещины забиваются огромным количеством снега, который не успевает растаять целиком за короткий период положительных температур, пропитывается водой и образует по стенкам трещин слой инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда.

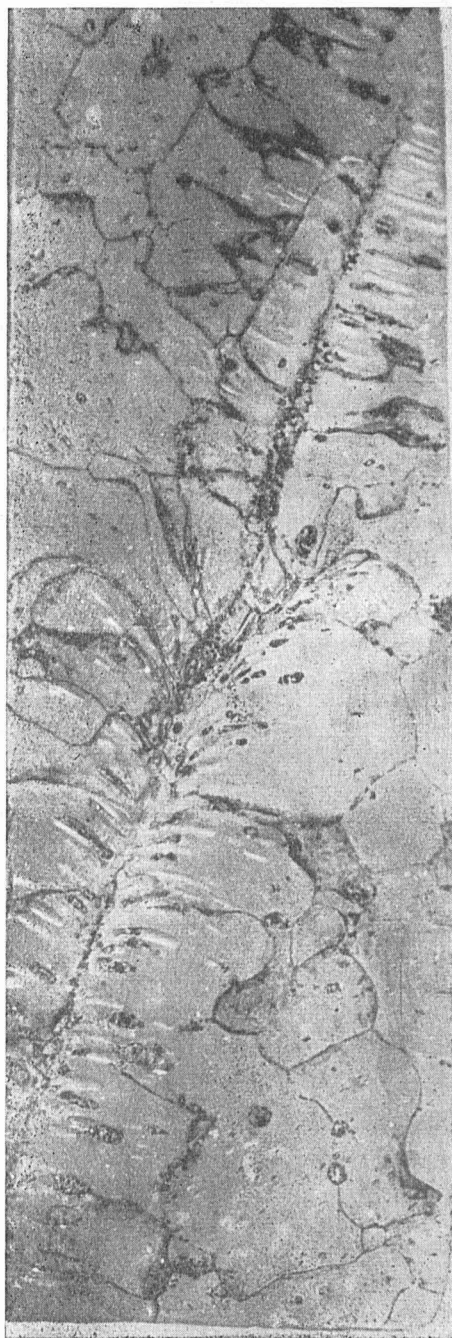
Зона навейных ледников и снежников

Навейные ледники, образующиеся главным образом на прибрежной равнине, протягиваются на десятки и сотни метров, повторяя конфигурацию берегов, занимая долины рек и располагаясь на склонах террас или гор по периферии выводных ледников.

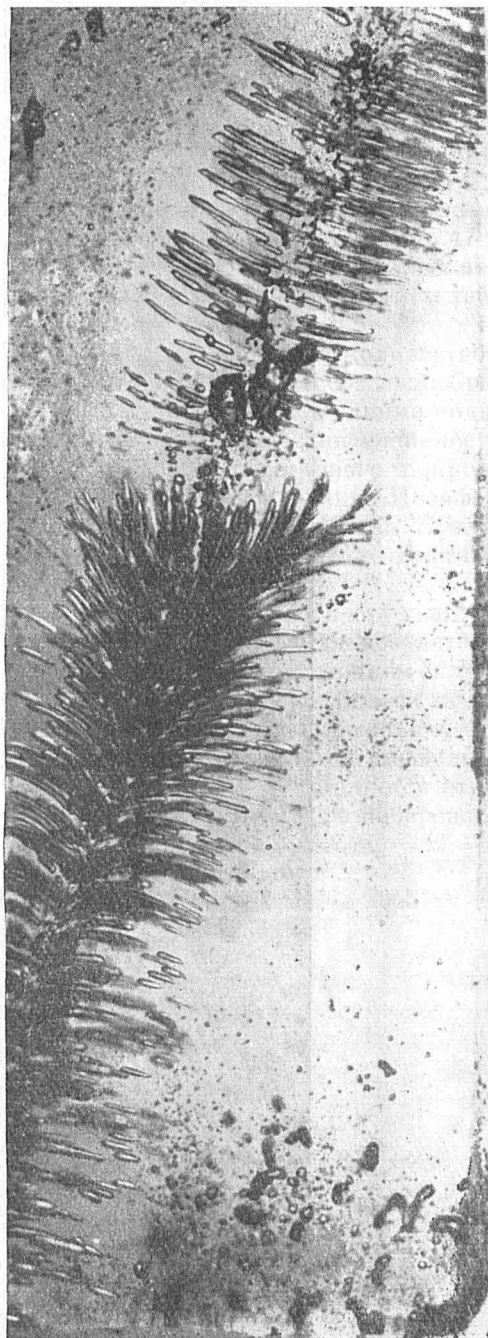
Эти ледники сложены фирном и слоями генетически однородного инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда с согласным залеганием слоев. Мощность фирново-ледяной толщи 25—30 м. Для одних ледников характерно преобладание в разрезе фирна, для других — льда. Это различие в строении зависит от величины стока на ледниках. Ледники, занимающие долины рек, лежат почти горизонтально. Небольшие уклоны практически исключают боковой сток талых вод, вода просачивается в толщу фирна и в ней аккумулируется, фирн превращается в лед в течение 1—2 лет. В ледниках, расположенных на склонах, сток значителен, а инфильтрационное уплотнение невелико. Для превращения фирна в лед на этих ледниках требуется значительно больше времени.

Годовые слои маркируются загрязненными горизонтами периода таяния. Наибольшее количество слоев (более 20), которое можно различить в толще, свидетельствует о минимальном возрасте этой толщи, так как горизонты в отдельные годы могут быть уничтожены в результате таяния. Абсолютный возраст навейных ледников определить трудно, однако о недавнем образовании свидетельствует их простое строение: вся толща представлена закономерно чередующимися слоями генетически однородного инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда с согласным залеганием слоев, которые в общем повторяют форму ледяного тела; в толще отсутствуют тектонические дислокации, что характерно для остаточных ледников.

Закономерности пространственного развития процессов льдообразования на Новоземельском ледниковом покрове являются ярким отражением вертикальной и горизонтальной зональности природных условий Новой Земли.



a



б

Рис. 70. Строение конгломератной жилы, содержащей трубчатые воздушные включения прорастания, которые располагаются параллельными рядами нормально к плоскости жилы
a — структура жильного льда и вмещающей ледяной толщи (шкала в мм); *б* — характер воздушных включений

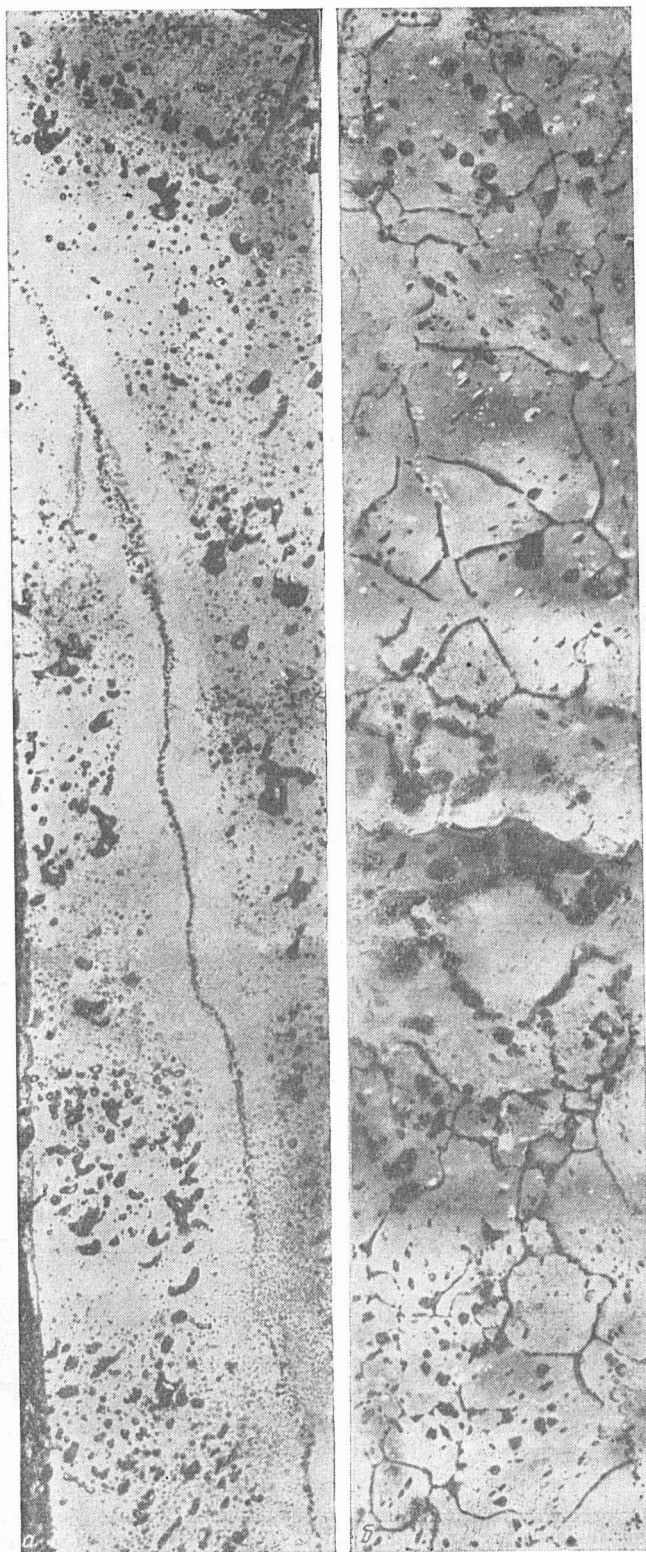


Рис. 71. Конгеляционная жила крупнокристаллического льда с концентрацией воздушных включений в осевой части жилы

a — характер воздушных включений; *б* — структура льда (шкала в мм)

Островное положение Новой Земли в обширном океаническом бассейне, казалось бы, должно обусловить морской тип вертикального разреза криосферы. Однако смена зон льдообразования в вертикальном направлении на Новой Земле имеет характер континентального типа строения криосферы. Это, очевидно, связано с тем, что в высоких широтах поверхность морей с точки зрения климатообразующего влияния приближается к материковой благодаря возрастающей ледовитости, которая значительно снижает температурные минимумы. Вместе с тем, в условиях низкой температуры уменьшается роль водных бассейнов, как источников влаги в атмосфере по сравнению с теплыми морями [229].

Преобладающими типами льдообразования являются инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный, которые занимают соответственно 47 и 30 % от всей площади питания. Это свидетельствует о большой роли талых вод в процессах льдообразования и объясняется весьма интенсивным летним таянием в области питания покровного оледенения.

Значительное летнее таяние наряду с относительно большим количеством твердых осадков обуславливают высокую интенсивность процессов льдообразования на ледниковом покрове Новой Земли. Величина аккумуляции-абляции на уровне границы питания, являющаяся показателем интенсивности льдообразования, в среднем многолетнем для всего ледникового покрова равна 63 г/см^2 . В то же время на куполе Чурляниса (Земля Франца-Иосифа), относящемся к той же гляциологической провинции, что и Новая Земля, величина средней многолетней аккумуляции и абляции на уровне границы питания составляет всего 31 г/см^2 [46].

Отражая широтную зональность, вдоль ледникового покрова к югу граница питания и фирновая линия повышаются, аккумуляция-абляция возрастает, энергия оледенения увеличивается. Однако наряду с этим, на восточном склоне ледникового покрова граница питания и фирновая линия располагаются выше, интенсивность процессов льдообразования и энергия оледенения меньше, чем на западном склоне. В связи с этим и все зоны льдообразования смещены к западу от осевой линии ледникового покрова. Эта асимметрия является отражением климатических различий карского и баренцевоморского побережий.

Глава IX

ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА

Первая попытка измерить движение льда на Новой Земле была предпринята в 1901 г., когда В. Н. Вебер [20] закрепил створ из вех на леднике Благодать на южном берегу Крестовой губы, однако последующие исследователи [112] этого створа не обнаружили. В 1913 г. В. Ю. Визе [23] определил скорость движения льда на поверхности ледника Таисия в 0,25 км от края ледника у горы Суворина. Однако он считал свои наблюдения нерепрезентативными, так как они были получены в краевой части ледника, где движение льда сравнительно невелико. В 1925 г. М. А. Лаврова [112] измерила движение льда на горных ледниках долины Русанова. Она выполнила повторные наблюдения на леднике Географического института с интервалом менее месяца, а также определила смещение створа на леднике Краснова, закрепленного там в 1923 г. В. К. Лихаревым. В период 2-го МПГ М. М. Ермолаевым были получены данные о движении ледника Шокальского по деформации припая перед фронтом ледника [228].

О характере движения льда в других частях новоземельского оледенения судили лишь по косвенным признакам. Многие исследователи 30-х годов нашего столетия сообщают о широком распространении малоактивного или даже мертвого льда в районе залива Благополучия [78] или у ледников побережья между заливом Иностранцева и Русской Гаванью [147]. Еще раньше О. Т. Грэнли [253] полагал, что значительная часть ледников Архангельского и Таисия сложена мертвым льдом. Однако наблюдения В. Ю. Визе [23] не подтвердили такого вывода. Вместе с тем большинство исследователей описывали интенсивное образование айсбергов. Таким образом, наметилась определенная тенденция считать активно движущимися только ледники, продуцирующие айсберги и, наоборот, малоактивными — ледники, оканчивающиеся на суше.

В 1956 г. Н. В. Давидович и З. М. Каневский [52], основываясь на смещении остатков лагеря экспедиции 2-го МПГ, определили скорость движения льда на леднике Шокальского, на участке севернее Барьера Сомнений.

ЛЕДНИК ШОКАЛЬСКОГО

| В 1957—1958 гг. проводились измерения скорости движения льда на леднике Шокальского, включая край ледникового покрова южнее залива Русская Гавань. Результаты этих наблюдений в настоящее время опубликованы [95]. Как правило, ошибка в определении положения пунктов на поверхности ледника не превышала 1 м, и лишь в отдельных неблагоприятных случаях приближалась к 2 м. Учитывая значительные скорости движения льда в этом районе, такую точность можно считать удовлетворительной. Наблюдения позволили получить сведения об изменении скоростей по оси ледника Шокальского от ледораздельной линии до фронта почти на всем протяжении, а в 8 км от фронта ледника — еще и на поперечном створе (рис. 72).

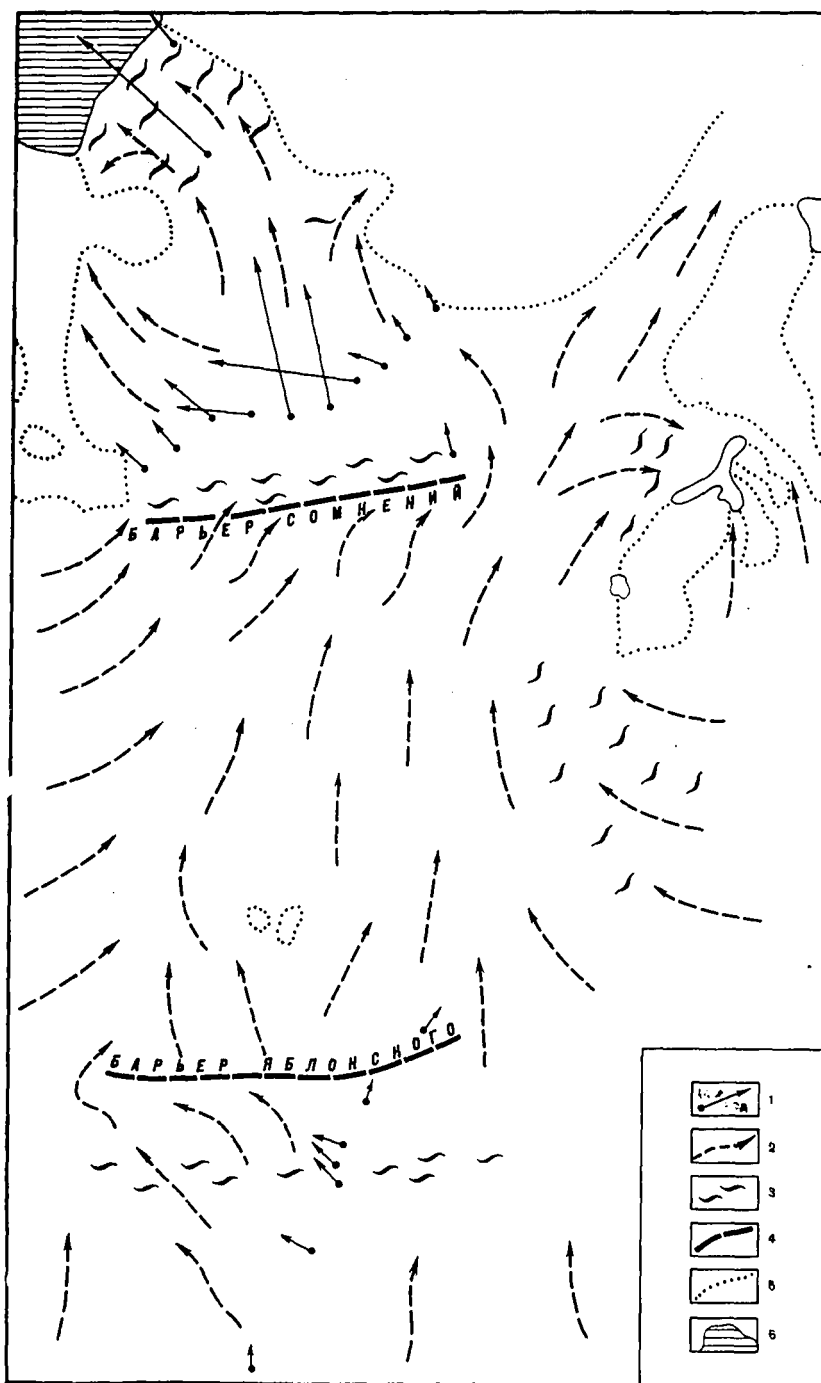


Рис. 72. Схематическая карта движения льда в районе исследований в период МГТ

1 — векторы движения льда в точках наблюдений; 2 — предполагаемое направление движения льда; 3 — наиболее значительные зоны трещин; 4 — бровки «барьеров»; 5 — границы ледника; 6 — море

На самом щите южнее Барьера Яблонского измерения были выполнены на участке шириной свыше 6 км. Наиболее удаленная от побережья точка наблюдений располагалась в 5—6 км от ледораздельной линии, где отмечена скорость движения льда в 9 м/год. На расстоянии 4—5 км ближе к краю щита скорости возрастают до 22—23 м/год и лед движется здесь в основном в северном направлении. Однако в 1,5 км южнее бровки Барьера Яблонского скорости движения начинают убывать. Здесь на дне ложбины глубиной до 20 м и шириной около 1,5 км, протянувшейся параллельно бровке барьера, лед движется со скоростью лишь 19 м/год, а в точке, расположенной в 200—300 м южнее бровки Барьера Яблонского, скорость понижается до 15 м/год.

Замедление движения льда здесь происходит, видимо, вследствие подпруживания потока движущегося льда погребенным хребтом широтного простиранья. Благодаря этому хребту возник уступ ледниковой поверхности — Барьер Яблонского, ограниченный с востока и запада пологим понижением меридионального простиранья. Судя по нашим наблюдениям, направление движения льда по мере приближения к Барьеру Яблонского отклоняется к западу до 50° — в сторону широкой ледниковой долины, ограничивающей Барьер Яблонского. Движение льда на бровке этого барьера незначительное — только 15 м/год в центральной части и 8 м/год в восточной, а направление движения льда здесь по сравнению с участками, расположенными южнее, изменяется на 70—90° к востоку. Эти особенности движения также обусловлены существованием преграды — выступа коренного ложа, который замедляет движение льда и меняет его направление.

Помимо центрального ледникового потока, переваливающего через Барьер Яблонского, поступление льда со щита в ледник Шокальского происходит также через понижение между горами ЦАГИ и Барьером Яблонского на востоке и по обширному пологому склону ледниковой поверхности между горами Бастионы и долиной, ограничивающей Барьер Яблонского с запада. Лед из восточного потока, видимо, поступает в обширную область у гор ЦАГИ. Севернее Барьера Яблонского эти потоки разграничиваются выходами коренных пород в районе «оазиса» Анахорет.

Наблюдения за движением льда на участке между Барьерами Яблонского и Сомнений не проводились, и о движении в этом районе можно высказать лишь общие соображения. Здесь движение льда в значительной степени определяется существованием Барьера Сомнений (подледного продолжения гор Бастионы), создающего подпор льда. Как правило, движение льда носит спокойный характер. Лишь его восточная часть, примыкающая к горам ЦАГИ, довольно сильно разбита трещинами. По аналогии с Барьером Яблонского, следует ожидать замедления скоростей движения льда в полосе ледника, примыкающей к Барьеру Сомнений с юга. Скорость движения в восточной выровненной части Барьера Сомнений достигает 20 м/год, но здесь движение ледника замедляется расположенным севернее выступом суши. В центральной части ледника в 2 км севернее Барьера Сомнений лед движется со скоростью около 90 м/год, а в 2 км от фронта в самой узкой части ледника скорость движения возрастает до 116 м/год. По аналогии с распределением скоростей на участке севернее Барьера Сомнений можно ожидать, что скорость в центральной части фронта ледника составляет около 150 м/год.

Таким образом, полученные здесь величины скоростей движения льда весьма сходны с отмеченными М. М. Ермолаевым в период 2-го МПГ. Распределение скорости движения льда на леднике Шокальского с постепенным нарастанием ее к фронту, видимо, является типичным для выводных ледников, спускающихся в море. Аналогичная картина наблюдается на ледниках Гренландии и Антарктиды.

На основании полученных сведений о скоростях движения льда был подсчитан объем айсбергов, продуцируемых ледником Шокальского в течение года (табл. 68). Мощность ледника Шокальского у фронта была определе-

Расход льда на образование айсбергов у фронта ледника Шокальского

Расстояния от восточного края ледника, м	Мощность ледника, м	Поверхностные скорости, м/год	Расстояния между точками, м	Средние мощности по двум соседним точкам, м	Площадь вертикального сечения, тыс. м ²	Средние скорости движения по двум соседним точкам, м/год	Расходы льда по сечениям, млн. м ³ /год
0	0	0					
200	20	5	200	10	2	2,5	0,01
500	35	15	300	27,5	8,25	10	0,08
800	50	35	300	42,5	12,75	25	0,32
1000	75	50	200	62,5	12,5	42,5	0,53
1200	85	75	200	80	16	62,5	1,0
1600	90	120	400	87,5	35	92,5	3,24
1800	95	135	200	92,5	18,5	127,5	2,36
2000	75	(150)	200	85	17	142,5	2,42
2200	95	140	200	85	17	145	2,46
2400	90	130	200	92,5	18,5	135	2,50
3400	0	0	1000	45	45	65	2,92
Всего . . .			3400		202,5		17,84

на путем измерения высоты фронта над уровнем моря и глубин вблизи него. Учитывая убывание скоростей движения льда в придонной части и принимая отношение средней по глубине скорости к поверхностной равной 0,9, можно полагать, что общий расход льда на айсберги у фронта ледника Шокальского составит около $16 \cdot 10^6$ м³/год при средней скорости движения около 80 м/год¹.

В целом по мере удаления от ледораздела сильно возрастает количество трещин, особенно в прифронтальной части ледника Шокальского, где трещины разбивают фронт ледника высотой свыше 30 м на отдельные глыбы (рис. 73). Зоны трещин, как правило, приурочены к участкам поверхности ледника с наиболее интенсивным движением.

Скорости движения льда на поперечном створе ледника Шокальского в 9 км от фронта весьма различны в краевых частях (рис. 74). Так, скорость движения льда в нескольких стах метрах от восточного края ледника равна 10 м/год, тогда как на таком же расстоянии от западного края отмечена скорость 20 м/год. Скорости у западного края ледника Шокальского больше, чем у восточного. По-видимому, это объясняется значительным поступлением льда к фронту вдоль западного края ледника из той части его ледосбора, которая располагается южнее гор Бастюны.

На отдельных, правда, довольно ограниченных, участках ледника Шокальского скорости движения льда могут значительно превышать все при-

¹ Судя по имеющимся данным о распределении скоростей движения льда по глубине [80, стр. 200—203], скорость глыбового скольжения льда в ледниках по ложу довольно велика. У выводных ледников отношение средней по глубине скорости к поверхностной, по-видимому, близко к 1, и принятая величина 0,9 не является преувеличенной.

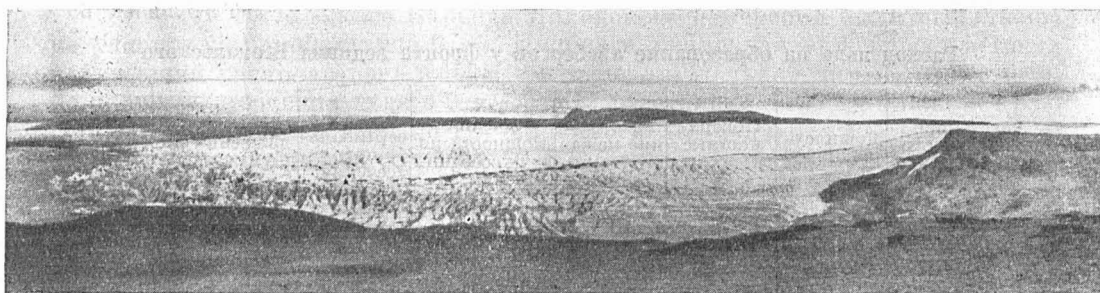


Рис. 73. Язык ледника Шокальского (фото В. Я. Бажевой)

веденные ранее. Особенно это относится к склонам барьеров, обращенным на север, т. е. по течению льда. В этой связи интересно проанализировать смещение остатков лагеря экспедиции 2-го МПГ за время с 1933 по 1956 г. З. М. Каневский и Н. В. Давидович [52] предполагают, что этот лагерь в 1933 г. располагался на бровке Барьера Сомнений непосредственно за зоной трещин. Они попытались определить скорость перемещения лагеря за эти годы, но, как мы уже показали [94, 95], их расчет недостаточно точен. В действительности, расстояние 2500 м, на которое переместились остатки лагеря, можно разделить на два отрезка: 640 м приходится на основной склон Барьера Сомнений, а остальные 1860 м — на сравнительно спокойный участок ледника, расположенный севернее. Если предположить, что скорость движения льда на последнем участке составляла около 90 м/год (как это следует из наших наблюдений в ближайших точках ледника), то остатки лагеря прошли это расстояние за 21 год. Очевидно, в этом случае

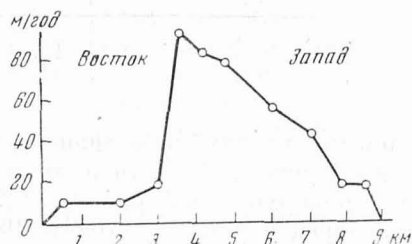


Рис. 74. Распределение скоростей движения на поперечном стволе ледника Шокальского в районе станции Барьер Сомнений

трещиноватый склон Барьера Сомнений шириной 640 м был пройден ими за два года. Таким образом, скорость движения льда на основном склоне Барьера Сомнений составляет около 300 м/год. Такой вывод подтверждается также следующим фактом. Хижина, выстроенная летом 1956 г. З. М. Каневским и сотрудниками полярной станции Русская Гавань несколько ниже верхней бровки Барьера Сомнений, через два года оказалась погребенной в снежнике у самого подножия барьера; она сместилась за это время почти на 600 м.

Движение льда на Барьере Яблонского происходит значительно медленнее. Основной склон этого барьера лишен трещин. Вблизи его подножия имеются выходы пород коренного ложа («оазис» Анахорет), неровности которого, возможно, препятствуют движению льда на склоне этого барьера.

ЛЕДНИКИ НОВОЙ ЗЕМЛИ

При существующем распределении высот, наиболее обильное питание ледники получают на юге и наименьшее — в северной части Новой Земли. Наиболее интенсивный расход льда в летнее время имеет место также в южной части покрова и постепенно уменьшается к северу. Таким образом, энергия оледенения убывает в области покрова в направлении с юга на се-

вер. Значительная энергия оледенения Новой Земли способствует быстрому обмену массы льда, вызывая большие скорости его движения. Во-вторых, высокая температура льда благоприятно влияет на его пластичность и облегчает проникновение талых вод в толщу и к ложу ледника. Эти воды играют здесь роль смазки и присутствуют в течение круглого года, так как выход талых вод из-под ледника наблюдается и зимой [66, 211].

Влияние подстилающего рельефа на движение ледников по-разному проявляется в различных ледниковых областях Новой Земли.

Область покровного оледенения

По аналогии с окружающим рельефом, можно ожидать, что подстилающее ледниковый покров ложе в бассейне Баренцева моря очень неровное и отличается большими изменениями высот. В бассейне Карского моря покров, видимо, погребает плато, постепенно повышающееся к центру острова. Это обстоятельство, по нашему мнению, делает весьма сомнительным существование в центральной части покрова какого-то прогиба ложа — «вмещилища» льда. Судя по характеру ледниковой поверхности и отсутствию нунатаков, подстилающий рельеф в районе ледораздела остается довольно спокойным.

Отмеченные особенности позволяют предполагать, что, несмотря на отсутствие прогиба ложа, наибольшие мощности льда приурочены к центральной части покрова. По П. А. Шумскому [230], при существующем соотношении подстилающего коренного ложа и массы льда покрова, на движении льда больше всего отражается действие сил растекания, по крайней мере в районе ледораздела. На периферии покрова начинает сказываться также влияние уклона подстилающего ложа и соответственно возрастает влияние сил стока. Новоземельский ледниковый покров в целом относится к ледникам, которым свойственно глыбово-ламинарное движение.

Для построения точной схемы движения льда пока нет сведений о взаимном положении водораздела подстилающего ложа и орографического ледораздела покрова. Смещение гор в области покровного оледенения к побережью Баренцева моря позволяет предполагать, что извилистый водораздел коренного ложа располагается в общем к западу относительно оси острова. Ледораздел в процессе развития современного оледенения смещается к Карскому побережью и в настоящее время, вероятно, располагается восточнее водораздела коренного ложа. В этом случае, в полосе между водоразделом коренного ложа и ледоразделом силы стока и растекания будут направлены навстречу друг другу. Возможно, это обстоятельство способствует смещению динамического ледораздела несколько к западу, от современного орографического ледораздела, как это имеет место в Гренландии [248]. Недостаток сведений не позволяет точно определить величину этого смещения, но, судя по нашим наблюдениям, оно не превышает нескольких километров.

В области покровного оледенения имеются два центра, от которых лед движется к побережью (рис. 75). Оба центра приурочены к основным морфологическим подразделениям этой ледниковой области — к Северной ледниковой шапке и собственно покрову.

На Северной ледниковой шапке движение льда происходит более или менее равномерно во все стороны от центра к периферии. В бассейн Карского моря лед поступает примерно с четвертой части ее общей площади, но нигде не достигает береговой черты. Ровная и крутая ледниковая поверхность (особенно у края шапки) свидетельствует о равномерном распределении скоростей; в сопоставлении же с рельефом подстилающего ложа она свидетельствует о глыбовом или глыбово-ламинарном характере движения льда. В бассейне Баренцева моря хребет Ломоносова препятствует движению льда к морскому побережью. Это обстоятельство определяет поступление льда с обширной площади (до трети всего бассейна) в долину Иностранцева, по кото-

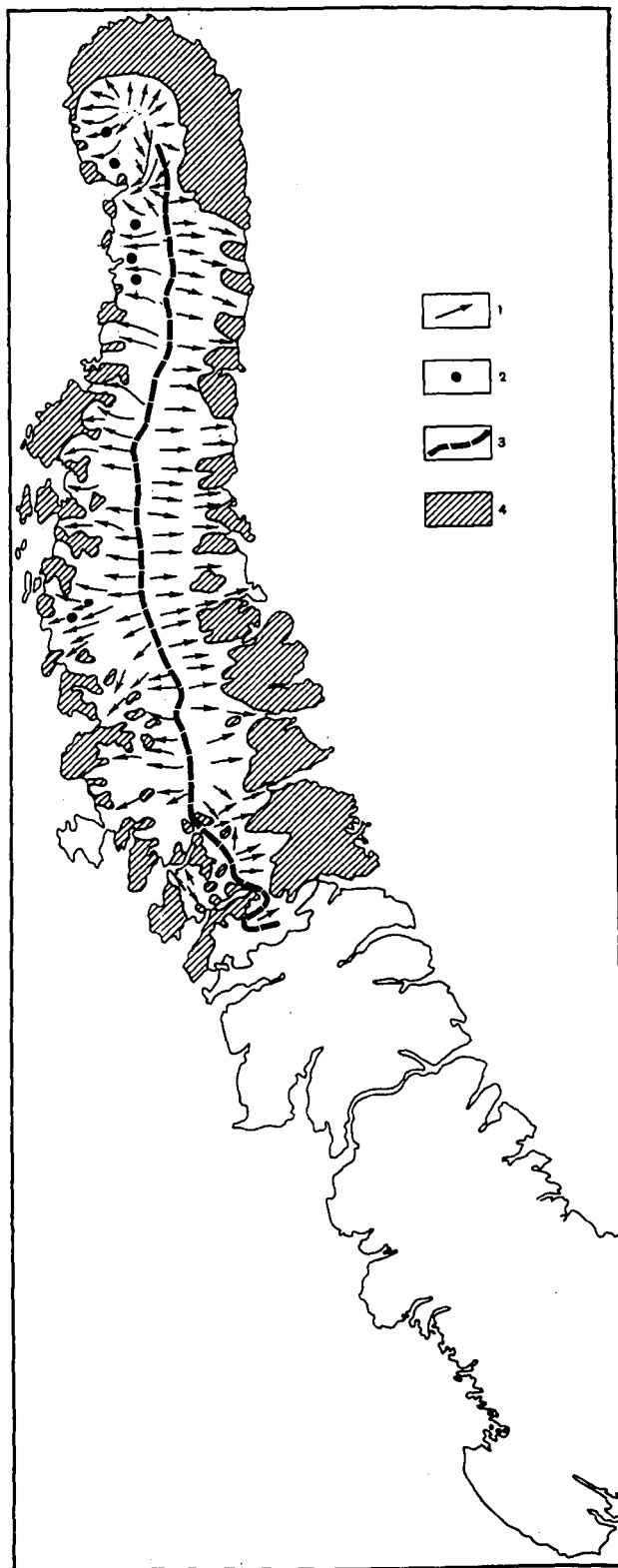


Рис. 75. Схема движения льда в областях покровного и переходного оледенения Новой Земли

1 — направления движения льда; 2 — купола в верховьях выводных ледников; 3 — ледораздел; 4 — выходы коренных пород

рой он движется до самого моря. Частично лед поступает также в эту долину и с собственно покрова (щита). Большая площадь ледосбора и узкое ложе ледника Иностранцева (особенно в нижнем течении) способствуют быстрому течению льда. Скорости движения льда здесь, видимо, наивысшие для всей Новой Земли. Судя по отступанию фронта этого ледника в 1933—1952 гг., его стабильность сохранилась бы при скоростях, превышающих современные на 400 м/год (в среднем, за 19 лет). Движение льда на ледниках Павлова и Центральном носит иной характер. В верховьях этих ледников располагаются небольшие самостоятельные купола, которые обтекаются льдом, поступающим из центральной части Северной ледниковой шапки. Восточнее, через хребет Ломоносова прорываются четыре ледниковых потока. Два из них (Веры и Бунге) по морфологии напоминают ледник Иностранцева в миниатюре. Скорости движения льда в этих ледниках по сравнению с соседними, видимо, несколько выше.

На собственно ледниковом покрове (щите) Новой Земли движение льда от ледораздела происходит в двух направлениях — к побережьям Карского и Баренцева морей. Судя по нашим наблюдениям, скорости движения льда непосредственно в районе ледораздела невелики. В бассейне Карского моря вблизи орографического ледораздела скорости движения льда, видимо, больше вследствие совпадения направления сил стока и растекания. В бассейне Баренцева моря вблизи ледораздела эти силы частично нейтрализуют друг друга, и поэтому скорости движения льда здесь меньше. По мере удаления от ледораздела и совпадения направления сил стока и растекания скорости движения льда быстро возрастают. Результаты наших наблюдений подтверждают такое предположение. На краю щита в верховьях выводных ледников движение льда часто имеет сложный характер. На участках с резким нарушением рельефа ледниковой поверхности (например, описанные выше «барьеры») направление движения льда может значительно изменяться даже на небольшом расстоянии. Скорости движения льда также существенно колеблются. На общем фоне нарастания скоростей движения льда по мере удаления от ледораздела здесь наблюдаются случаи замедленного движения льда.

Силы растекания, видимо, обуславливают образование многочисленных трещин в центре щита, перекрытых толщей фирна. Количество трещин значительно возрастает к периферии ледникового покрова, где на склонах выположенных депрессий они образуют кулисообразные системы [7]. Влияние подстилающего рельефа на движение здесь становится более отчетливым. Направление орографических линий, характерных для побережья, повторяется в ориентировке пологих форм рельефа ледниковой поверхности. На уступах ледниковой поверхности, разделяющих щит и выводные ледники, можно наблюдать скольжение льда по внутренним плоскостям разрывов, близким к горизонтальным. Такое явление наблюдается на основном склоне Барьера Яблонского, где по плоскостям надвигов в теле ледника на его поверхность выступает моренный материал. Судя по характеру подстилающего рельефа, скольжение по внутренним плоскостям разрывов более характерно для бассейна Баренцева моря.

Глибовый характер движения лучше всего заметен на выводных ледниках. На участках переуглубления ложа широкие трещины (шириной 20—30 м) раскалывают иногда ледниковую толщу до подстилающих коренных пород. Глубина таких трещин достигает десятков метров. В отдельных случаях трещины образуются очень быстро. Известен случай, когда раскрывшаяся трещина пересекла временный лагерь экспедиции 2-го МПГ, поглотив бочку с горючим [228].

По степени влияния подстилающего рельефа на движение выводных ледников, их можно подразделить на несколько групп. Так, ряд ледников, подобно леднику Шокальского, имеет долину, перегороженную барьерами — уступами. В этом случае от ледораздела к фронту происходит постепенное нарастание скоростей движения льда с неоднократно повторяющимся умень-

шением скорости перед барьерами и увеличением на их крутых склонах. К этому типу относятся многие ледники на побережье Баренцева моря от залива Легазина до Архангельской губы (Таисия, Попова, Чернышева и др.).

Долины других ледников не имеют каких-либо значительных препятствий, мешающих движению льда к морскому побережью. Ледники этого типа заполняют узкие и длинные заливы, очертания которых в плане напоминают клин. Очертания этих заливов легко прослеживаются в рельефе ледниковой поверхности на большом удалении от побережья. Существование барьера, отделяющего собственно выводной ледник от покрова, обусловлено здесь большими перепадами высот погребенного ледником берега. Такой характер морфологии позволяет предполагать скачкообразное увеличение скоростей на участках барьеров при общем равномерном ускорении движения льда по мере удаления от ледораздела к фронту. Благодаря большой площади ледосбора ледники этого типа движутся довольно быстро. К этому типу относятся ледники, спускающиеся в фьорды северной части побережья Баренцева моря, ледник Броунова и некоторые другие.

Ледники по побережью Карского моря имеют широкие неразработанные долины. Стабильность положения фронта и ровный характер ложа позволяют сделать вывод, что движение льда здесь отличается постоянством и равномерными изменениями на всем протяжении ледников от ледораздельной линии до их фронтов. На широкой прибрежной равнине происходит значительное расширение (растекание) конца ледникового языка, что приводит к снижению скорости движения льда после выхода ледника на прибрежную равнину. К этому типу относятся ледники Розе, Вершинского, Средний и др.

Движение льда в концевых частях ледников на полуострове Литке (Лактионова, Борзова), в отличие от остальных выводных ледников, происходит параллельно оси острова и определяется простиранием пород коренного ложа, хорошо прослеживающегося в рельефе ледниковой поверхности. Их мощность сравнительно невелика. Трещин на поверхности этих ледников почти не образуется, что свидетельствует о медленном движении льда.

Иногда в краевой части ледникового покрова встречаются ледяные купола, которые дают начало самостоятельным, сравнительно небольшим ледникам (так называемые краевые ледники, в отличие от описанных выше выводных ледников). Морфологические особенности (очень пологий продольный и вогнутый поперечный профили) свидетельствуют о слабом движении таких ледников (например, ледники Анучина, Карбасникова).

Область переходного оледенения

В этой области до сих пор не проведено ни одного инструментального или полуинструментального измерения скоростей движения льда. Область переходного оледенения характеризуется худшими условиями питания по сравнению с покровным оледенением главным образом из-за малых высот поверхности. В то же время расход льда в результате абляции здесь значительно больше, чем в более северных районах, а масса льда отдельных ледников и ледниковых комплексов меньше. Вследствие этого скорости движения льда здесь должны быть более низкими по сравнению с ледниковым покровом. Наличие трещин, так же как и интенсивное образование айсбергов, позволяет все же предполагать, что движение этих ледников достаточно интенсивно. Движение льда от водоразделов ледяных плато в бассейне Баренцева моря, обособленных друг от друга, происходит преимущественно не по большим поперечным долинам (как это имеет место в области ледникового покрова), а по продольным, т. е. параллельно оси острова. В наиболее крупных ледниках этого бассейна (Низком, Лакруа, Хитром и некоторых других), поступление льда происходит с водораздела. Эта особенность более характерна для ледников Карского побережья, где направ-

ление движения льда остается почти таким же, как и севернее в области покровного оледенения (поперек основного простирания побережья). По П. А. Шумскому [230], ледники такого морфологического типа обладают ламинарно-глыбовым механизмом движения льда с преобладающим влиянием сил стока.

Горные ледники

| На леднике Географического института (долина Русанова) смещение закрепленных пунктов с 26 августа по 18 сентября 1925 г. составило 9,89 м, что соответствует средней скорости 55 см/сутки (или 190 м/год) [112]. Расположенный восточнее у залива Незнаемого ледник Краснова (Бенара), судя по повторным наблюдениям М. А. Лавровой [112], движется значительно медленнее — лишь со скоростью 9 м/год (2,5 см/сутки).

Бросается в глаза значительная разница в скоростях движения горных ледников, установленная М. А. Лавровой. Подобное положение, видимо, объясняется разной величиной энергии оледенения в бассейнах Баренцева и Карского морей, хотя П. А. Шумский [228] видит причину быстрого движения льда ледника Географического института в каком-то временном пароксизме, приуроченном к самой теплой части лета 1925 г. Следует также иметь в виду неодинаковую точность проведенных наблюдений. Так, на леднике Краснова наблюдения относятся к двухлетнему отрезку времени, а на леднике Географического института они охватывают всего 23 дня. Необходимо отметить также, что лето 1925 г. было холодным; в августе на острове Берха, на высоте 100 м, сохранилось большое количество нестаявшего снега [176], в долине Русанова М. Л. Лаврова отметила необычно низкое положение снеговой линии — до 180 м [112]. Сальдо вещественного баланса новоземельского оледенения в этом году способствовало возрастанию активности ледников. Действительно, к 1925 г. ледник Благодать в западной части долины Русанова продвинулся вперед на 500 м. Благоприятные условия для развития оледенения наблюдались и в других ледниковых районах — на Полярном Урале [206] и в Шведской Лапландии [239]. Таким образом, условия, наблюдавшиеся в 1925 г., способствовали тому пароксизму, влиянием которого П. А. Шумский объясняет интенсивное движение ледника Географического института в 1925 г. Видимо, наблюдения М. А. Лавровой на этом леднике были проведены во время его кратковременного наступания, сопровождавшегося возрастанием скоростей движения льда, и поэтому не являются репрезентативными для продолжительного периода времени.

Область малых ледников

В настоящее время имеется очень немного косвенных данных, свидетельствующих о движении льда в этих ледниках. Описанные Г. В. Горбацким фирновые поля с прослойками льда не имеют трещин, что указывает, по его мнению, на отсутствие движения [42]. Однако еще Б. Б. Голицын отметил деформацию слоев этих ледниковых форм, что, возможно, обусловлено движением слагающей их снежно-фирновой массы. Описывая один из снежников, Б. Б. Голицын замечает: «Этот снег напоминает собою ледник, так как видно, как он постепенно сползает вниз» [36, стр. 54]. П. А. Шумский [228] полагает, что описанные Б. Б. Голицыным ледниковые образования, по-видимому, обладают медленным движением и представляют образования, переходные к настоящим ледникам.

Особенности движения льда

Специальных наблюдений за движением льда в толще ледников на Новой Земле не проводилось. Однако накопленные к настоящему времени сведения позволяют в самом общем виде составить некоторое представление об этом. Неравномерное распределение скоростей движения льда в толще

ледника нередко находит отражение в многочисленных нарушениях ледяной толщи. Так, М. А. Павлов [138] отметил сложные дислокации со взаимным перемещением слоев льда у фронта ледника Кропоткина. С. В. Обручев [136] описал две разнохарактерные толщи, составляющие фронт ледника Архангельского. Нижние горизонты сложены мертвым льдом с включением обильного моренного материала, а верхние — обычным ледниковым льдом с многочисленными косыми трещинами. Последнее обстоятельство, по мнению участника экскурсии Международного геологического конгресса на Новой Земле в 1937 г. О. Джонса, свидетельствует о движении верхних слоев чистого льда по нижним, сравнительно неподвижным [136]. Подобное явление неоднократно описывали ранее: О. Т. Грэнли [253] на лед-

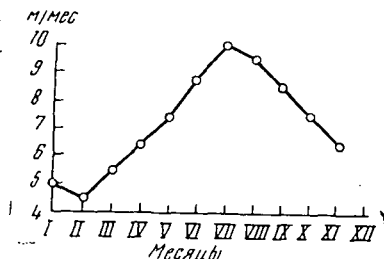


Рис. 76. Изменение скоростей движения льда в течение года в районе станции Барьер Сомнений

никах Таисия и Люнге, Пирсон [263] на леднике Ибис. Сходный разрез толщи ледника Благодать описан М. А. Лавровой [112]. М. М. Ермолаев отмечал «двухэтажное» строение ледника Шокальского [228]. Таким образом, неравномерное распределение скоростей в толще ледников на Новой Земле отмечается повсеместно.

Наши наблюдения в период МГГ позволили установить сезонные изменения в скоростях движения льда на леднике Шокальского (рис. 76). Так, с сентября 1957 г. по февраль 1958 г. ледник вблизи станции Барьер Сомнений двигался со средней месячной скоростью 5,6 м, с марта по май 1958 г. — 6,1 м, а с апреля по июнь 1959 г. он проходил 9,2 м в месяц. При интерполяции приведенных данных было установлено, что изменения скорости движения льда в течение года в целом происходят параллельно годовому ходу температуры. Средняя месячная скорость движения льда в самый холодный месяц составляла около 4,5 м (54 м/год), а самого теплого — 10 м (120 м/год). Последняя цифра, возможно, несколько завышена, так как получена в 1959 г., отличавшемся аномально теплым летом. Падение скоростей движения в зимнее время для ледника Шокальского отмечал еще М. М. Ермолаев [228].

На движении ледников Новой Земли отражаются не только сезонные, но и значительно более длительные колебания климата, обуславливающие общую эволюцию ледников Новой Земли. Скорости движения льда в леднике Шокальского, так же как и его положение, лишь незначительно менялись в период между 2-м МПГ и МГГ. Едва ли это является характерным для оледенения Новой Земли в целом, которое убывает на протяжении значительного времени. По аналогии с другими ледниковыми районами [29, 130] следует ожидать, что скорость движения льда в ледниках Новой Земли по мере их отступления постепенно убывает.

Глава X

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НОВОЙ ЗЕМЛИ

Новая Земля, являясь большим районом современного оледенения, в прошлом имела еще более обширные ледниковые покровы. Обычно ее рассматривали как один из центров материковых оледенений, распространявшихся в антропогене на низменные пространства Западной и Восточной Европы. Современное оледенение новоземельских островов признавалось реликтом плейстоценового покрова. Эти положения были общеприняты и вошли не только в научную литературу, монографические работы, но также в справочные и учебные пособия [34, 125, 172, 236].

Определение пределов распространения новоземельских льдов на материк основывалось на изучении моренных валунов в пределах Русской равнины. Изучение показало тождественность петрографического состава валунов с породами, слагающими острова Новой Земли. Вместе с тем морены рассматривались как образования разновозрастные, не представляющие собой единого стратиграфического горизонта и относящиеся к разным ледниковым эпохам.

Это служило одним из главных доказательств неоднократного вторжения на территорию Русской равнины в плейстоцене новоземельских льдов. Были найдены признаки того, что новоземельские льды доходили до 60° с. ш. на северо-востоке Русской равнины дважды: во время лихвинского, именуемого чаще окским, и днепровского оледенений, а во время валдайского оледенения распространялись до низовьев Печоры. Это было последнее покровное оледенение, синхронное зырянскому оледенению Сибири [172, 236]. Более позднее продвижение ледников на Новой Земле не достигало прежних размеров: значительная часть прибрежной полосы островов была свободна от ледников. Считая последнее продвижение ледников (сарта́нское) заключительной фазой зырянского оледенения, В. Н. Сакс писал: «Ледники Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, о. Ушакова, Северной Земли и о-вов Де-Лонга сохранились с зырянского оледенения доныне» [172, стр. 591].

Материалы многочисленных геологических исследований последних лет на северо-востоке Русской равнины, Пай-Хое и севере Западно-Сибирской низменности заставляют изменить наши привычные взгляды на основные события плейстоцена и отказаться от представлений об обширных новоземельских ледниковых покровах, которые достигали материка. Подобное распространение льдов из новоземельского центра в течение почти половины четвертичного периода, по существу, основывалось только на находках валунов, считавшихся новоземельскими, в пределах севера Русской равнины, Пай-Хоя, Полярного Урала и Западно-Сибирской низменности. Однако в результате детального изучения четвертичных отложений этих территорий оказалось, что среди моренных валунов нет пород, которые не были бы известны в этих районах.

Таким образом, отпали основания считать, что льды новоземельского центра распространялись на Полярный Урал, Пай-Хой и прилегающие к

ним равнины [81]. Вторжение новоземельских льдов на материк исключается еще и потому, что, как стало известно в последние годы, на северо-востоке Русской равнины и северо-западе Западно-Сибирской низменности на протяжении почти всего плейстоцена существовали морские условия [110, 116, 122, 144]. Исходя из этих фактов, ясно, что Новая Земля не была центром оледенения, льды которого достигали бы Печорской низменности.

В настоящее время за пределами новоземельских островов не обнаруживаются какие-либо данные, проливающие свет на размеры и время оледенения Новой Земли. На самих островах найдены следы оледенений, по площади несколько больших современного. Возраст их можно определить лишь условно, главным образом, по соотношению аккумулятивных ледниковых форм с морскими уровнями в прибрежных и внутренних частях Новой Земли. Морское происхождение наиболее высоких террасовых уровней (до 400 м) доказано на основании находок морской фауны и плавника. Однообразная морская фауна не дает возможности определить возраст террас, на которых она обнаруживается, точнее, чем четвертичный. Однако есть несколько форм моллюсков, которые приурочиваются к наиболее ранним плейстоценовым отложениям на побережье северных морей СССР. Одна из таких бореальных форм *Cyrtodaria jennissea* S a с h. найдена во вторичном залегании на Северном острове Новой Земли. К. К. Демочкин считает эту фауну перелюдовой с более высоких уровней.

Согласно современным представлениям [85, 114, 115, 172], верхнеплейстоценовая бореальная трансгрессия проникала далеко на восток, покрывала весь север Евразии; только самые высокие участки водоразделов поднимались тогда отдельными невысокими островами. От Новой Земли оставалась узкая цепочка островов, возвышавшихся на 200—400 м над уровнем моря, максимальные высоты не превосходили 600 м. Изучение фаунистического состава отложений этого периода показало, что его видовой состав богаче современной фауны морей, омывающих северное побережье СССР. Морской бассейн населяли тогда многочисленные бореальные виды, встречающиеся сейчас только в пределах незамерзающих вод, омывающих побережье Колынского полуострова и северной Скандинавии [172]. Расселение у берегов Сибири бореальных форм говорит о том, что Полярный бассейн испытывал на себе изменения климата.

В связи с распространением бореальной трансгрессии глубоко на восток встает вопрос об оледенении на новоземельских островах. Отсутствие больших высот, где могло бы происходить накопление твердых осадков, небольшие площади сравнительно низких островов, потепление — все это не могло благоприятствовать развитию оледенения на Новой Земле или сохранению его, если острова были покрыты льдом до бореальной трансгрессии. Таким образом, следы прошлых оледенений, которые обнаруживаются на Новой Земле, относятся к периоду, начавшемуся не раньше позднего плейстоцена, после бореальной трансгрессии.

Прежде чем перейти к рассмотрению отдельных этапов оледенения и их особенностей, остановимся на некоторых данных по геоморфологии и четвертичным отложениям Новой Земли, важных для выяснения развития оледенения.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ГЕОМОРФОЛОГИИ

Существует много свидетельств более значительного оледенения на новоземельских островах в прошлом. Прежде всего обращают на себя внимание древние моренные валы, расположенные на некотором расстоянии от современных морен. Если на северо-западе в области покровного оледенения древние моренные валы лежат в 2—5 км от современных морен, то на юге Северного острова расстояние между современной мореной и древними увеличивается, а мощные древние моренные образования не соответствуют современным



77. Расположение современной морены ледников Лактинова и Шокальского (I) и южного вала стадии Седова (II) в районе залива Русская Гавань (фото В. Я. Бажевой)

ольшим по размерам ледникам областей переходного и горного оледенения. На Южном острове древние моренные образования известны до широты $72,5^{\circ}$ с. ш. — намного южнее современных небольших ледников, расположенных в верховьях реки Безьянной.

В области покровного оледенения Северного острова на некотором удалении от современной морены почти всюду прослеживаются две самостоятельные гряды конечных морен (рис. 77). На побережье залива Русская Гавань террасная из этих моренных гряд удалена примерно на 1—2 км от современной морены и представляет собой моренный вал высотой 25—30 м и шириной 150—200 м. В местах, где гряды морен размываются реками, в обнажениях обнажается ледяное ядро, видимая мощность которого около 1,5—2 м (рис. 78). Характер льда не оставляет сомнений в его ледниковом происхождении [11]. Внешняя моренная гряда расположена вблизи современного берега и террасирована, самый высокий морской уровень находится на высоте 10 м. В пределах прибрежной равнины всего северо-западного побережья Северного острова моренные гряды лежат на 20-метровой морской террасе, восточные мысы Желания и Русской Гавани морены перекрывают галечники 10-метровой террасы. У выводных ледников Иностранцева, Велькена, Шолова, Борзова, Шокальского и других прослеживаются древние гряды конечных морен, которые в виде узких и длинных полос выдвинуты далеко за пределы современного фронта ледника [11, 142, 147].



Рис. 78. Обнажение ледяного ядра в морене стадии Седова (фото В. Я. Бажевой)

В области переходного и горного оледенения Северного острова кроме современного моренного вала насчитываются еще три более древних моренных гряды. Наиболее молодые гряды располагаются вблизи ледников и повторяют их современные очертания. Как и современные, эти морены занимают долины боковых ручьев и рек, выходящих в долину Русанова. Две наиболее древние морены лежат на дне широтной сквозной долины между заливами Незнаемым в Карском море и губой Крестовой в Баренцевом (рис. 79).

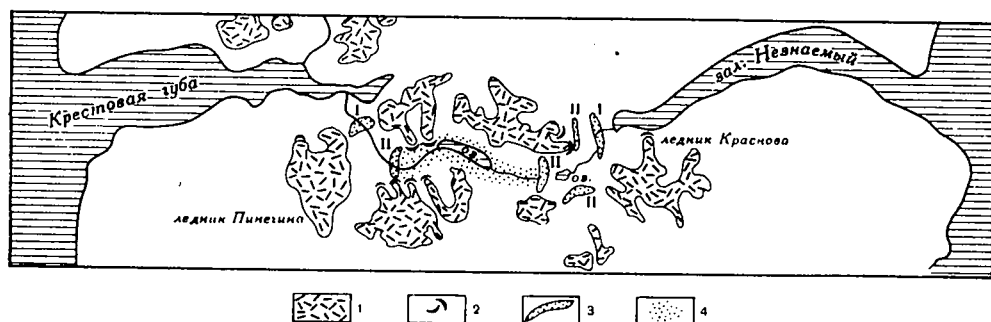


Рис. 79. Схема расположения моренных отложений в долине Русанова
1 — современные ледники; 2 — конечные моренные валы современных ледников; 3 — древние моренные валы (I — ледников кармакульской стадии; II — ледников стадии Седова); 4 — донная морена ледников стадии Седова

Ледниковые отложения в виде конечных, боковых и донных морен заполняют дно долины Русанова, которая сейчас свободна ото льда. По этим моренам устанавливается стационарное положение края ледника, некогда спускавшегося по долине.

Первая внешняя конечная гряда расположена у западного окончания долины, недалеко от кутовой части губы Крестовой, а на востоке она находится вблизи береговой линии бухты Гольцовой залива Незнаемого. В высокие моренные валы как в западном, так и в восточном концах долины врезаны многочисленные морские береговые уровни. Наиболее высокие волноприбойные линии находятся на уровне 55 м. На террасах обнаружены суглинки с морской фауной [113].

Во внутренних частях долины в нескольких километрах от внешней конечной моренной гряды, перегораживая долину, располагается вторая моренная гряда. Как внешние, так и внутренние моренные гряды лежат симметрично относительно западного и восточного побережий. Примерно 20-километровое пространство, заключенное внутри этих моренных гряд, устлано донной мореной, а на склонах долины, сужающейся в этой части, лежат боковые морены [113].

Древние ледниково-аккумулятивные отложения на Новой Земле, кроме Северного острова, известны и на Южном. Обнаруженные здесь ледниковые образования тем более интересны, что на этом острове они встречены в значительном удалении от современных ледников, несут на себе следы морской абразии и безусловно связаны с наиболее древним этапом оледенения на островах. Морены, в которых фиксируются морские уровни, известны также в районе губы Поморской в долине реки Маточки, которая в настоящее время совершенно свободна ото льда. М. А. Лаврова видела остатки конечной морены ледника, когда-то заполнявшего верховья долины реки Маточки. Она установила морские уровни на высоте 33, 57, 82 м, последний прослеживается вплоть до конечной морены. На ее поверхности попадаются раковины *Saxicava* и *Mya* [113]. В соседней долине наблюдались ригели, дно долины между которыми заполнено мореной. На склоне нижнего ригеля, обращенном к морю, прослеживается 52-метровая береговая линия [57]. Из описания К. К. Демокидова известны моренные отложения со следами морской дея-

тельности и в нижних частях долин рек Пуховой и Карелки в средней части Южного острова, в районе губы Кармакульской. Примерно на той же широте, на берегу Карского моря, в заливе Шуберта, наблюдалась моренная гряда до 70 м высотой, а между заливами Бранта и Клокова валунные глины и плохо сортированный песчано-щебнистый материал встречались на высоте 180 м [58, 135].

Южнее 73° с. ш. моренных гряд, выраженных в рельефе, нигде не обнаружено. Имеются указания на наличие валунно-галечных горизонтов, которые подстилают суглинки с морской фауной *Saxicava*. Есть основания полагать, что морские суглинки перекрывают продукты перемыва морены [170]. В окрестностях губы Черной на Южном острове на поверхности 50—65-метровой террасы, кроме находок постплиоценовой фауны, обнаружены валуны, которые являются остатками размытой морены [113].

Указания на наличие моренного материала в южных частях Новой Земли всегда приводятся для тех мест, где по находкам морской фауны фиксируется воздействие моря. Моренные отложения описываются как перемытые вплоть до высоты 200 м. На более высоких отметках нигде внутри острова ледниково-аккумулятивные образования не найдены. Это заставляет считать подобные отложения морскими и предполагать, что после образования 200-метровой террасы ледники южнее 73° с. ш. не опускались.

Все описанные древние морены тяготеют преимущественно к районам современного оледенения. На Южном острове древняя морена обнаружена на севере острова по периферии самого высокого горного массива, на котором и сейчас есть небольшие ледники. Древние морены обнаружены только на западном побережье, их нет на северном и восточном. Отсутствие морены на Карском побережье до долины Русанова отмечалось всеми исследователями, побывавшими здесь [39, 78, 129].

Следы пребывания ледников, по размерам больших, чем современные, проступают также в рельефе на обширных пространствах Северного и Южного островов, ныне свободных от ледников. На уплощенных вершинах возвышенностей в центральных частях областей переходного и горного оледенения на высоте 1000—1100 м, а по периферии на высоте 500—600 м валуны девонских пород найдены среди выходов пород силурийского возраста. Эвратические валуны на высоких вершинах и массивах в тех местах, где в настоящее время ледники занимают только верховья долин, говорят о присутствии здесь в прошлом более обширных и мощных ледников.

С древними ледниками связаны глубокие широтные троговые долины. Нижние части долин представляют собой фиорды. Дно их переуглублено по сравнению с прилегающими частями шельфа. Если фиорды кончаются в пределах современной береговой линии, то долины имеют подводное продолжение до глубины 200 м, что хорошо видно по рисунку изобат всего западного и восточного побережий Новой Земли.

Морские аккумулятивные отложения имеют весьма ограниченное распространение на Новой Земле. Гораздо шире развиты на островах морские террасы и абразионные уровни. Среди многочисленных морских террас, отличающихся не только высотой, но и рядом морфологических признаков, можно выделить три комплекса: верхний, включающий террасы на высотах от 270 до 420 м; средний, с высотой террас 90—240 м; нижний, объединяющий террасы высотой от 10 до 80 м, и современные береговые валы. Все три комплекса террас наиболее полно представлены в районе Русской Гавани (в работе [11] — см. вклейку на стр. 30).

О высоких береговых уровнях на Новой Земле говорили многие исследователи, но морские террасы верхнего комплекса, охарактеризованные фаунистически, обнаружены пока только в нескольких местах. Они известны в районах заливов Русская Гавань, Северная и Южная Сульменева, Шуберта, в губе Безымянной [11, 39, 66, 135]. Наиболее высокие морские террасы этого комплекса обнаружены в районе залива Русская Гавань в горном массиве ЦАГИ, представляющем собой группу нунатаков, которые

а



б



Рис. 80. Морская абразионная терраса (горы ЦАГИ) высотой 350 м над уровнем моря

а — общий вид террасы, снятый с ледника; б — характер ее поверхности (фото В. Я. Бажевой)

орографически входят в систему гор Эдуарда Толля (рис. 80). Здесь на ровных, почти горизонтальных поверхностях террас встречается хорошо окатанная овально-плоская галька, хорошо сохранившиеся раковины моллюсков, обнаружен плавник (древесина сосны и ели) [22, 66].

Высокие террасы Северного острова в большинстве перекрыты современными ледниками; на Южном острове на отметках, соответствующих высоким террасам, постоянно находят следы ледниковой деятельности. Особенно часто на этих поверхностях лежат валуны пород, чуждых данному району. В условиях перекрытия террас ледниками трудно надеяться на то, что на них

сохранились рыхлые отложения с фауной хрупких моллюсков. Морские осадки могли сохраниться лишь на участках, которые во время оледенения были нунатаками. И действительно, участки террас с морской фауной встречаются весьма редко, что свидетельствует о развитии мощного ледникового покрова, перекрывавшего Северный остров и северную часть Южного острова уже после формирования террас этого комплекса. Подтверждение широкого распространения высокого террасового уровня на Новой Земле можно найти и в современном рельефе ледникового покрова. На всем западном берегу северной части Северного острова на высоте 400—450 м поверхность ледникового покрова резким уступом с уклоном 12—14° падает до 300—320 м, образуя барьер, который является зоной глубоких и широких трещин. Определение толщины льда на этом барьере показало, что барьер обусловлен переходом ледника через 350-метровую террасу [66].

Террасы среднего комплекса, лежащие на высотах 240—90 м, в противоположность террасам верхнего комплекса, повсеместно распространены на обоих новоземельских островах. На севере отложения на поверхности этих террас представлены скоплением песка и гальки, иногда суглинков с морской фауной, и образуют тонкий прерывистый покров. На Южном острове морские отложения террас этого комплекса представлены темно-серыми глинами с примесью галечника; они содержат фауну пелиципод. Средняя мощность рыхлых отложений 3—5 м [111]. На самом юге этого острова в бассейне реки Саханихи на 100-метровой террасе расположены песчаные холмы высотой 22 м, предположительно являющиеся останцами морской террасы [68]. Наиболее четко из террас среднего комплекса выражен 200-метровый морской уровень. Он прослеживается и по восточному, и по западному побережьям.

Примечательно, что терраса вдоль всего западного побережья Северного острова вплоть до пролива Маточкин Шар окаймляет входы в бухты, но отсутствует в кутовых частях заливов. На карской стороне 200-метровая терраса, напротив, протягивается, почти не прерываясь, вдоль всего побережья и ледникового покрова. В проливе Маточкин Шар эта терраса отмечена только у западного и восточного входов в пролив. Такое расположение террас дает основание предполагать, что они закладывались в период, когда внутренние части заливов и пролива Маточкин Шар были заняты ледниками. О близости ледникового покрова, который спускался в бухты и сохранялся на островах, говорит отсутствие плавника на поверхности террас этого комплекса и обедненная фауна.

На южном острове 200-метровая терраса заходит в глубину заливов и широкой полосой окаймляет плато. Эта терраса прослеживается вдоль всего Карского побережья. Отмеченная особенность в расположении 200-метровой террасы позволяет предположить, что береговая линия при формировании этой террасы следовала конфигурации ледникового покрова.

Образование морских террас по берегам пролива Маточкин Шар происходило по мере освобождения его от ледников. Наиболее высокая береговая линия прослеживается у восточного конца пролива на высоте 205 м, а у западного конца — на высоте 215 м. Береговая линия с высотными отметками 195—175 м появляется у входа в пролив. С образованием 160-метрового уровня в западной и восточной частях пролива на террасах появляется морская фауна. Первая береговая линия, прослеживающаяся через весь пролив, находится на высоте 137 м на западе и на 127 м на востоке, следующая береговая линия приурочена к отметке 121 м. Ниже 140-метрового уровня фауна приобретает более разнообразный характер, появляются субарктические виды, которые свидетельствуют об относительной тепловодности морского бассейна.

Террасы нижнего комплекса хорошо выражены по всему побережью островов. Обычно это абразионные террасы, покрытые слоем буровато-серых суглинков, из-под которых выступают коренные породы палеозойского возраста. Суглинки содержат большое количество щебня, раз-

нообразной гальки, валунов. Встречаются валуны с мезозойской фауной, коренное местонахождение которых пока не обнаружено на Новой Земле. На поверхности террас обильна фауна, представленная главным образом *Saxicava arctica* L., *Myatruncata*, *Astarte crenate* и другими видами, обычными для современных морей. Некоторым исключением из общего характера фауны является такая форма, как *Pecten islandicus*, которая встречается только на поверхности 70—80-метровой террасы [66]. Эта более теплолюбивая форма в настоящее время редко встречается у новоземельских берегов. Отметим, что бореальная фауна выше 12,7 м нигде на Новой Земле не встречается. Даже такая форма, как *Mytilus edulis*, не найдена выше 10-метрового уровня (на Шпицбергене она обнаружена на больших отметках). По мнению К. К. Демокидова [57], это свидетельствует о сохранении суровых условий вдоль берегов Новой Земли дольше, чем в других частях Баренцева моря.

Отложения террас описываемого комплекса ни по литологическим особенностям, ни по фауне не отличаются от более высоких террас. Исключение составляют самые низкие террасы до высоты 20 м, в большинстве случаев аккумулятивные. Один из разрезов таких террас был описан О. Т. Грёнли [253]. Этот разрез интересен не только для того, чтобы представить характер морских отложений низких террас, но и для выяснения взаимоотношений между морской трансгрессией и одним из этапов активизации оледенения. Разрез 10-метровой террасы был обнаружен на перешейке, соединяющем полуостров Панкратьева с Северным островом. В обрыве одного из ручьев, впадающих в залив Седова, обнажается 8-метровая песчано-глинистая толща. Слой песка мощностью в 5 м перекрывает 3-метровый слой глины. Пески протягиваются вверх по склону без перерыва вплоть до современного края ледника на высоте 20 м.

В глинах наблюдается складчатость, которая могла возникнуть только вследствие давления со стороны наступавшего ледника. Слои глины, ныне поднятые над уровнем моря, были под водой и, находясь в талом состоянии, сминались продвигавшимся в море ледником в складки.

В пределах террас этого комплекса обнаружены обширные поля погребенного льда [39, 86, 113, 157, 158]. Эти льды описаны для многих районов Новой Земли и имеют различное происхождение. Многие из них не связаны с ледниками, а образованы в результате замерзания грунтовых вод и погребения снежников делювиальными отложениями [172]. Особое место среди погребенных льдов занимают льды ледникового генезиса, перекрытые морскими осадками, которые, следовательно, являются реликтами оледенения, имевшего место до морской трансгрессии. Участки ископаемого льда описаны к северу от Русской Гавани, в губах Глазовой, Машигиной, Крестовой, на прибрежной равнине полуострова Святой Нос, на северном берегу Маточкина Шара. Кроме Северного острова, ископаемые льды известны и на юге, на периферии района так называемых ледников Пенка в губе Грибовой, где погребенный лед имеет видимую мощность 30—50 см [42]. Вне районов современного оледенения ископаемые льды не обнаружены. В восточной части Южного острова по реке Бутакова В. М. Лазуркин [118] описал плато, покрытое воронками и конусообразными котловинами, образование которых объясняется протавиванием погребенного льда, ныне исчезнувшего. Как видно, участки ископаемого льда приурочены к районам современного оледенения и расположены по периферии ледников, что указывает на их связь с оледенением.

Наиболее подробно ископаемые льды и перекрывающие их отложения изучены на западном побережье Новой Земли в губе Крестовой [37, 39, 88]. Особый интерес вызывают ископаемые льды этого района потому, что среди рыхлых отложений, перекрывающих их, был найден торф. В районе губы Крестовой на прибрежной равнине и в долинах рек, впадающих в залив, на большом пространстве прослеживаются котловины, трещины, обвалы почвы, в которых обнажается лед. В долинах рек Северной и Восточной Крестовых обнажения льда прослеживаются на протяжении около 1 км, лед находится на высоте 20 м в 100 м от берега; полого понижаясь на запад, он исче-

зает под водой. Верхний предел распространения льда на прибрежной равнине 56 м над ур. моря. Видимая мощность льда 1,5 м; лед чистый, голубой, лишенный слоистости, самые верхние горизонты, затронутые таянием под влиянием грунтовых вод, напоминают по своей зернистой структуре и мутно-белому цвету фири и включают большое количество воздушных пузырьков, растительных остатков, минеральных частиц.

Отложения, перекрывающие ископаемый лед, имеют мощность от 1 до 3 м и более и состоят из моренной валунной глины и суглинков, которые кверху сменяются суглинками с галькой разной величины. В некоторых местах эти глины переходят в пески, в которых наблюдаются прослойки лигнита мощностью около 1 см. В песчаных отложениях В. А. Русановым [158] были найдены раковины *Astarte borealis* L., *Saxicava arctica* и др. Хорошая сохранность их дала основание В. А. Русанову считать, что они жили на этом месте, т. е. не являются переотложенными. М. В. Кленова [88], специально изучавшая эти глины, признает их несомненно морское происхождение. У верхнего предела своего распространения эти морские отложения часто залегают непосредственно на поверхности ископаемого льда. Этому сплошному покрову морских осадков прежде всего и обязаны ископаемые льды длительным сохранением на прибрежной равнине. Среди глин, залегающих на поверхности ископаемых льдов, были обнаружены горизонты торфа мощностью 2—3 см. Но иногда мощность торфа, чередующегося с темно-бурыми прослойками, богатыми корнями растений, достигала 1,5 м. Осоково-гипновый торф при ботаническом анализе показал присутствие листочков и веточек гипнума, листочков сфагнума, остатков семян, веточек и пыльцы карликовой березы [61, 234]. В настоящее время процессы торфообразования в этом районе не происходят, не растет также карликовая береза, нет сфагнума. Следовательно, горизонты торфа являются ископаемыми, свидетелями эпох с более теплым климатом.

Как видно, морские террасы дают интересный материал об отдельных этапах истории развития новоземельских островов. К сожалению, многочисленные находки плавника не подвергались исследованию радиоуглеродным методом, и для Новой Земли мы не располагаем данными об абсолютном возрасте морских террас. Фауна, собранная на поверхности террас, состоит почти исключительно из ныне живущих форм, что крайне затрудняет ее использование для установления возраста заключающих ее отложений.

Поэтому для Новой Земли приобретают значение все факты, которые в какой-то мере свидетельствуют о времени образования террас. Еще О. Т. Грёнли [253] высказал соображения относительно возраста трех низких террас на основании следующих находок. На 8-метровой террасе был обнаружен плавник, срезанный некогда пилой, на уровне 12,7 м найден кусок дерева с кованым гвоздем, а на острове Берха на 22-метровой террасе обнаружен кусок дерева, срубленный топором. О. Т. Грёнли полагает, что образование более высокого уровня можно отнести к железному веку, 13-метрового уровня — к средним векам (ко времени появления гвоздей), а так как пила вошла в употребление во второй половине XVI в., то, следовательно, 8-метровая терраса образовалась не раньше этого времени.

Эти предположения подтверждаются при параллелизации истории развития оледенения Новой Земли с Землей Франца-Иосифа, где имеются абсолютные датировки террас. Этот архипелаг и Новая Земля входят в одну гляциологическую провинцию, а следовательно, должны иметь сходную историю развития.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Изучение развития оледенения новоземельских островов начато давно, но многие вопросы до сих пор не решены. Существующие схемы этапов оледенений Новой Земли в свете современных данных являются во многом ошибочными. Изучение истории оледенения Новой Земли чрезвычайно затрудне-

но тем обстоятельством, что ледниковые отложения сосредоточены на узкой полосе прибрежной равнины и главным образом вблизи края современного ледникового покрова. Отложения древних ледников во внутренних частях острова были уничтожены или перекрыты льдами более поздних этапов оледенения, в том числе и современными ледниками.

Анализ характера рельефа и соотношения ледниково-аккумулятивных рыхлых толщ с морскими отложениями и террасами дает возможность выделить основные этапы в развитии оледенения Новой Земли только с позднелайстосенового времени. Построить датированную схему развития новоземельского оледенения трудно, так как на островах не было произведено ни одного определения абсолютного возраста морских террас. Однако сопоставление событий, происходивших в обширной гляциологической провинции, включающей Новую Землю и другие полярные архипелаги, дает возможность датировать тот или иной этап развития оледенения и в приближенном виде представить раннюю четвертичную историю островов.

В конце третичного времени произошло осушение шельфа всего Полярного бассейна. К этому времени относится переуглубление долин таких крупных рек, как Енисей, Обь и другие, отмечающее нижний предел уровня моря в конце третичного и начале четвертичного времени. Дно самых глубоких долин находилось на 250 м ниже современного уровня моря. Аналогичные колебания уровня моря известны по всей северной окраине Евразии. Низкое стояние уровня моря в конце третичного времени было общим и одновременным [76, 110, 117]. Вероятно, к этому времени относится и образование глубоких поперечных долин на Новой Земле. Подводное продолжение этих долин хорошо прослеживается до 200-метровой изобаты.

Начало четвертичного периода для северных частей равнины Европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности ознаменовалось повышением уровня моря, которое продолжалось до второй половины верхнечетвертичного времени. Во время этой трансгрессии в шельфовых областях Полярного бассейна накопилась толща рыхлых осадков, мощность которых в погребенных третичных долинах достигает 300 м. Свидетельством этой трансгрессии на Новой Земле служат террасы верхнего комплекса высотой до 400 м. При таком высоком стоянии уровня моря от Новой Земли оставалась узкая цепочка небольших островов, возвышающихся на 200—400 м над ур. моря. Ограниченность площади новоземельских островов в это время и потепление климата, сопровождавшее трансгрессию, дают большие основания полагать, что в этот период ледники на Новой Земле существовать не могли. Если оледенение и существовало на Новой Земле перед трансгрессией, то, очевидно, в дальнейшем оно было полностью уничтожено. Таким образом, историю оледенения Новой Земли можно рассматривать только в период, последовавший после этой бореальной трансгрессии.

Осадков ранних этапов четвертичного оледенения после бореальной трансгрессии на Новой Земле не сохранилось. Можно лишь предполагать, что оледенения в Европе и в горах Новой Земли могли развиваться синхронно. Последовавшее за бореальной трансгрессией похолодание климата и поднятие островов (на 100—150 м выше современного) способствовало интенсивному оледенению. Как и в настоящее время, центром оледенения был Северный остров, а на Южном ледники занимали наиболее высокую северную часть. Максимального развития оледенение, по-видимому, достигало в последнюю стадию ледникового периода, когда Новая Земля получала большое количество осадков в связи с ослаблением континентального влияния огромного ледяного щита на Русской равнине. Возможно, наиболее благоприятными для развития максимального покровного оледенения на Новой Земле были заключительные этапы зырянского оледенения. О. Т. Грэнли [253] значительно омолаживал этот период, относя его к V—VI вв. до н. э. — ко времени повышенной увлажненности атлантического века (стадия гшниц по альпийской терминологии). Развивавшиеся по мере похолодания и поднятия острова ледники покрывали всю Новую Землю.

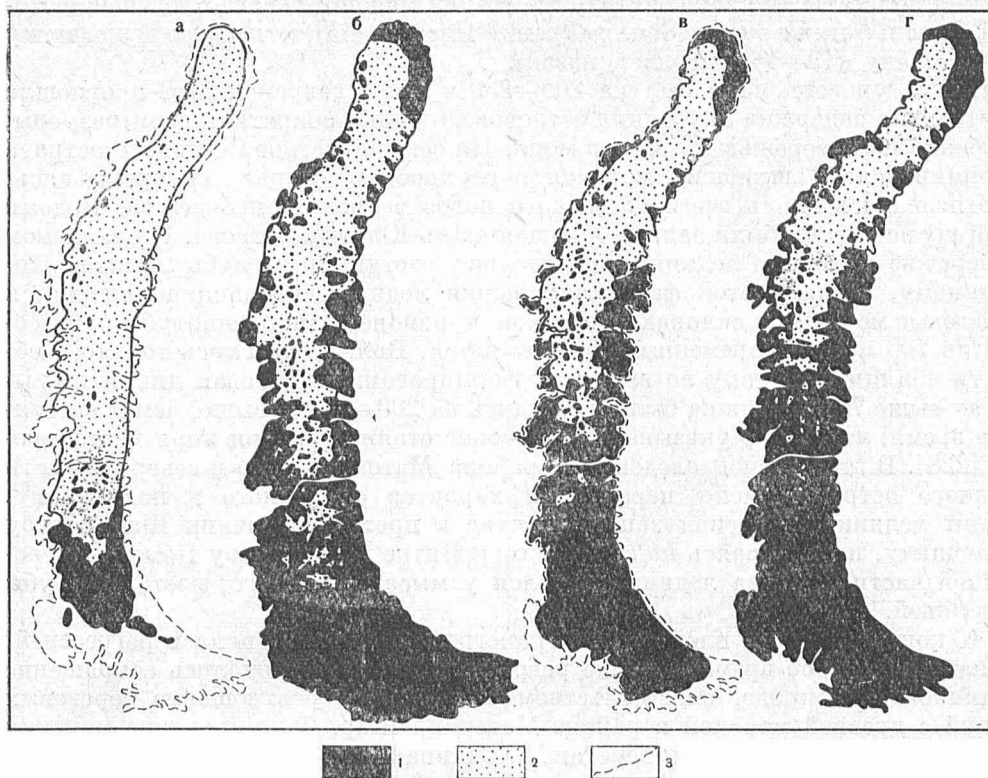


Рис. 81. Размеры Новоземельского ледникового покрова на разных этапах оледенения в позднелейстоценовое и голоценовое время

а — во время 200-метровой трансгрессии моря; б — кармакульская стадия при 50-метровой регрессии моря; в — седовская стадия при 80-метровой трансгрессии; г — современное оледенение; 1 — суша; свободная ото льда; 2 — ледники; 3 — современная береговая линия

Ледниковый покров почти полностью покрывал Северный остров, над поверхностью льда возвышались отдельные пунатаки, на которых сохранились участки террас, образовавшихся в бореальную трансгрессию. Поверхность щита в центре острова в отдельных местах была расположена на высоте 1100—1200 м, а толщина ледникового покрова достигала 700—1000 м [253]. На юге край ледникового покрова доходил до долин рек Карелки и Пуховой. Точно установить границу ледникового покрова на западе и востоке от островов трудно, так как следы оледенения погребены под уровнем моря. Однако можно полагать, что максимальное новоземельское оледенение было ограничено в размерах, так как сравнительно небольшая ширина островов при большом уклоне поверхности шельфа и резком увеличении глубин прибрежной части не способствовала значительному продвижению края ледникового покрова на запад и восток. Можно предполагать, что наибольшее продвижение ледников в бассейны Карского и Баренцева морей наблюдалось в период максимума регрессии моря, когда береговая линия опускалась на 100 м ниже современного уровня моря, так как затопленные части троговых долин прослеживаются до глубины 100—150 м.

Новая трансгрессия моря, последовавшая за максимальным оледенением, способствовала сокращению оледенения. Опускание островов происходило на фоне потепления климата — на дне морей сформировались осадки, соответствующие теплomu периоду [173, 174]. Эта трансгрессия устанавливается не только для материковых побережий — ее террасы обнаружены и на островах Северной Земли [67]. Наступление моря и уменьшение площади островов неуклонно сокращало площади новоземельских ледников (рис. 81, а).

Можно полагать, что заключительные стадии максимального оледенения Новой Земли, так же как и Земли Франца-Иосифа [44], относятся к позднему плейстоцену (13—14 тыс. лет назад).

Когда уровень моря был на 200—230 м выше современного, произошла длительная задержка опускания островов. Ледники сократили свои размеры, особенно по побережью Карского моря. На северо-востоке Северного острова сформировалась широкая морская поверхность, которая, не прерываясь, протягивалась вдоль всего восточного новоземельского побережья. Водами этой трансгрессии была занята большая часть Южного острова. На западном побережье выводные ледники значительно отступили в глубь заливов. По-видимому, следами этой фазы сокращения ледникового покрова являются береговые морены на склонах нунатаков в районе Машигиной губы на высотах до 700 м над современным уровнем моря. Валы отлагались только в области абляции, поэтому во время их формирования фирновая линия на высотах выше 700 м должна была проходить на 200—250 м выше, чем в настоящее время, что также указывает на высокое стояние уровня моря в это время [228]. В этот период оледенение района Маточкин Шар и северной части Южного острова имело переходный характер от горного к покровному. Фронт ледника пересекал западный вход в пролив Маточкин Шар и губу Митюшиху, протягиваясь на север от горы Литке к Митюшеву Камню. В восточной части пролива ледник кончался у мыса Дровяного, восточнее губы Белужьей.

К концу позднего плейстоцена трансгрессия моря сменилась регрессией. Однако некоторое время на фоне регрессии моря продолжалось сокращение ледникового покрова, свидетельством чего служит соотношение береговых линий с древней мореной в районе Маточкин Шар. Формирование морских террас второго комплекса по берегам Маточкина Шара происходило с постепенным высвобождением пролива от ледникового покрова. Освобождение пролива Маточкин Шар от ледника произошло во время, когда уровень моря опускался до высоты 121 м над современным. Ледниковый покров, объединявший оба острова, разъединился проливом (рис. 81, б). Сокращение оледенения коснулось всего покрова и было весьма значительным. После него ледники на Северном острове никогда не покрывали полностью морские террасы ниже 200 м. Возможно даже, что ледники сокращались за пределы своих современных размеров, а соответствующие этому этапу морены могли быть погребены в последующие стадии оледенения. На Южном острове ледники были уничтожены полностью.

Новое продвижение ледников, происшедшее на фоне продолжающейся регрессии моря, не было значительным. Ледниковый покров в эту стадию значительно уступал позднеплейстоценовому по размерам и интенсивности. По-видимому, в основном произошло продвижение ледниковых языков, спускавшихся от главного ледникового покрова по древним ледниковым долинам и фиордам. Однако оледенение этой стадии намного превышало размеры современного. Моренные гряды этой стадии расположены на довольно значительном расстоянии от края современного ледникового покрова, и они не повторяют очертаний последнего. В центральной части Северного острова, где оледенение было более интенсивным, многие ледники, спускавшиеся по долинам, сливались и заполняли кутовые части заливов. Ледники Лактионова, Шокальского, Чаева и другие значительно продвинулись вперед и перекрыли большую часть прибрежной равнины. Например, горы Бастионы в районе Русской Гавани были полностью перекрыты ледником, а горы Кленовой и ЦАГИ возвышались над ледниковым покровом отдельными невысокими нунатаками (рис. 82, а).

Особенно далеко морены этой стадии удалены от современных ледников на Южном острове, где они лежат в нижних частях долин, ныне свободных от ледников. На Южном острове ледники заполняли долины рек Маточки, Чиракиной; на востоке спускались в заливы Клокова, Бранта, Шуберта; на западе — по рекам Безымянной, Пуховой, Карелке. В пролив Маточкин

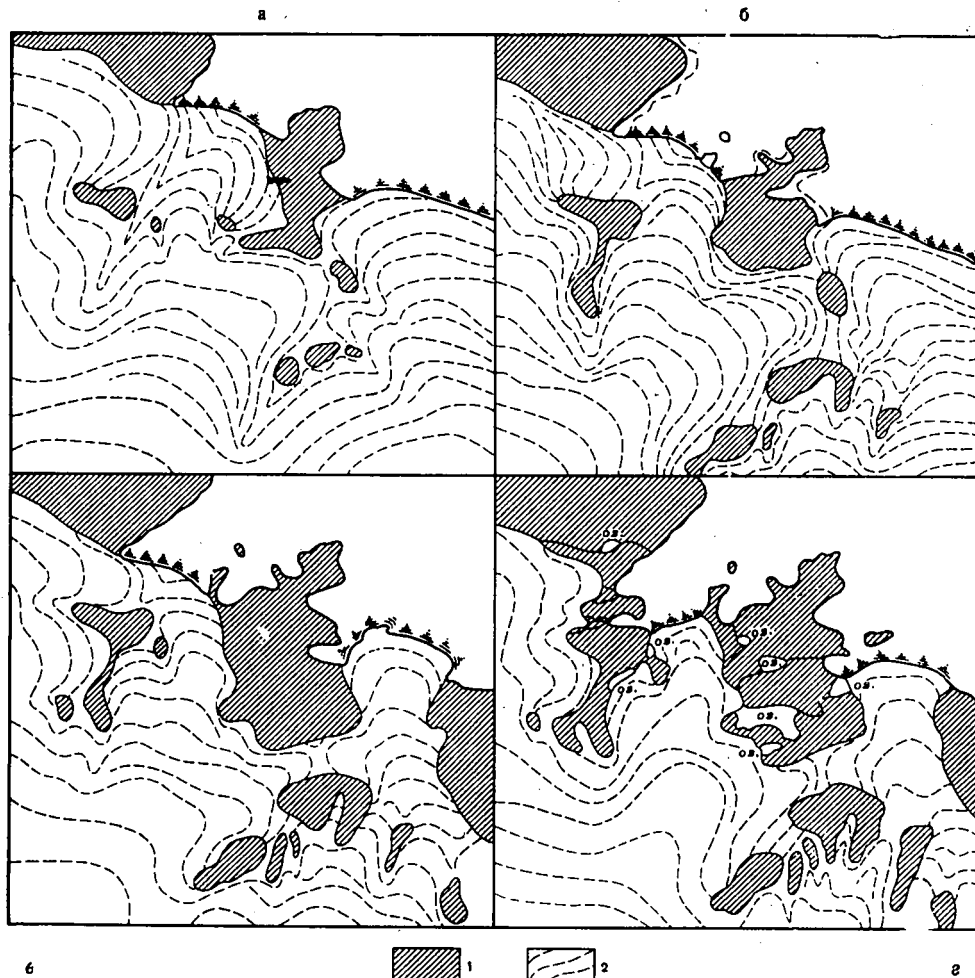


Рис. 82. Положение края ледникового покрова в районе Русской Гавани
 а — в кармакульскую стадию; б — в стадию Седова; в — в стадию адмиралтейства; г — в 30-е годы последнего столетия, когда было много обширных подпрудных озер; 1 — суша, свободная ото льда; 2 — ледники

Шар спускались ледники Шолоник, Третьякова и др. Долина Русанова была занята ледниками до ее современного западного устья. На побережье губы Крестовой отложилась морена, которая мощным слоем прикрывала краевые части ледников, спускавшихся со склонов, и предохраняла их от последующего таяния. Погребенные в эту стадию льды Машигиной губы с того времени почти не изменили своих размеров, так же как и льды в губе Крестовой и на Южном острове в губе Грибовой, где не только морские, но и моренные отложения способствовали их долгому сохранению.

Максимального развития ледники этой стадии, по-видимому, достигали в период наиболее низкого стояния моря, когда его уровень был на 50—60 м ниже современного. Южная граница распространения ледников доходила до широты 73°. По названию самого южного пункта, где обнаружена морена ледников со следами абразионного воздействия, эту стадию оледенения Новой Земли мы назвали кармакульской (рис. 81, б). Мы полагаем, что кармакульская стадия оледенения на Новой Земле была синхронна стадии Расальпаусселькя в Финноскандии, совпадала по времени со стадией Рубини на Земле Франца-Иосифа и связана с раннеголоценовым похолоданием, происходившим 7—11 тыс. лет назад [44].

Отступление ледников кармакульской стадии, связанное с потеплением климата в среднем голоцене, совпало с новой трансгрессией моря (рис. 81, в). Морены этой стадии были террасированы наступающим морем до высоты 80 м и перекрыты морскими отложениями, среди глинистых горизонтов которых залегают слои торфа. Напомним, что ископаемые торфяники известны во многих районах Арктики, на Шпицбергене, Гренландии, Исландии и их образование связывают со значительным потеплением климата в среднем голоцене, охватившим большие территории. На поверхности 60-метровой террасы на Северо-Восточной Земле, формирование которой относится к началу климатического оптимума, обнаружены раковины теплолюбивых моллюсков, которые сейчас у берегов острова не обитают. В отложениях шпицбергенских террас высотой до 40 м, образовавшихся в это время, отмечается увеличение теплолюбивых видов моллюсков, в настоящее время отсутствующих в прибрежных водах района. Анализ фауны приводит исследователей этих районов к выводу, что климатические условия этого времени были намного лучше современных в тех же местах. На Земле Франца-Иосифа ледниковые покровы были значительно меньше современных, климат был теплее, растительный и животный мир богаче, на островах обитали олени [44].

В это время произошло наибольшее за все время голоцена смещение природных зон; зоны тундры и лесотундры совсем исчезли с материковой части Европейской территории СССР, леса вплотную подошли к Баренцеву морю [132]. На Новой Земле площадь ледникового покрова сильно сократилась и значительно уступала современному по размерам. Возможно, сокращение ледников было настолько велико, что произошло распадение ледникового покрова Северного острова. На Южном острове оледенение, исчезнувшее в период климатического оптимума, с тех пор не возобновлялось. Потепление климата сказалось здесь в появлении карликовой березы, мхов — растительность того времени была намного богаче современной.

Новый период наступания ледников, последовавший за климатическим оптимумом, совпал с тем временем, когда уровень моря был на 20 м выше современного. Это произошло не более 3 тыс. лет назад. Продвижение ледников этого времени на Северном острове обнаруживается по дислокациям в отложениях, слагающих низкие террасы в районе залива Седова. Следы этого продвижения ледников являются конечные гряды морен, расположенные между современными моренными валами и террасированными моренами кармакульской стадии (рис. 83).

Принимая предположение О. Т. Грэнли о возрасте 20-метровой террасы (примерно 3 тыс. лет назад) и причинах возникновения дислокаций в глинисто-песчаной толще, мы должны датировать время нового продвижения ледников железным веком. Эта активизация оледенения по времени совпадает со стадией Седова на Земле Франца-Иосифа, имевшей место 2,5 тыс. лет назад. За этой стадией оледенения мы сохранили название *стадии Седова*, так как упомянутые дислокации наблюдались на берегу залива Седова.

В области покровного оледенения ледники в стадию Седова продвигались не намного дальше современного края покрова. Конечные морены этой стадии лежат в 1,5—2 км от современной моренной гряды. Однако отдельные выводные ледники при благоприятных для этого условиях рельефа, выдвигаясь в залувы, сливались, как, например, ледник Шокальского и Лактинова в районе Русской Гавани (см. рис. 82, б). На восточном побережье ледники не продвигались за пределы современных размеров. На юге Северного острова выдвигание морен этой стадии было более значительным, но это связано, вероятно, также с морфологическими особенностями оледенения. Возможно, что в это время возникли ледники Пенка на Южном острове.

Последнее продвижение ледников, которое фиксируется надвиганием морены на 8—10-метровую морскую террасу по Северному острову, имело место после образования этих террас, следовательно, после XVI в. Эту стадию активизации ледников мы назвали *стадией Адмиралтейства*:

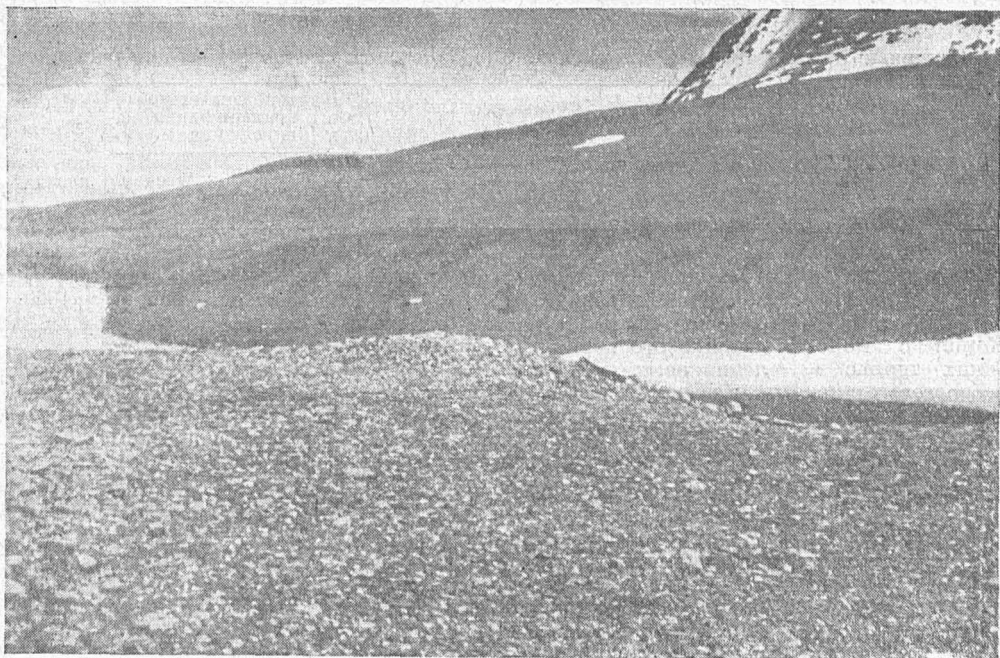


Рис. 83. Конечно-моренный вал в долине р. Ретовской, оставленный ледником в стадию Седова (фото А. Б. Бажева)

По-видимому, она является одним из этапов активизации ледников, которая отмечается почти для всех районов атлантико-европейской области (малый ледниковый период). Результатом ухудшения климата в начале XIV в. было исчезновение норманских поселений в западной Гренландии. В северо-восточной Гренландии оно проявилось в максимальном распространении ледников в конце XVIII в начале XIX столетий и было одной из главных причин ухода эскимосов в это время из этого района. В Исландии сейчас из-под отступающих ледников освобождаются участки, обрабатывавшиеся фермерами в 870—1264 гг. [239]. Этой фазе активизации соответствует усиление оледенения на Земле Франца-Иосифа, возрождение и разрастание ледникового купола острова Виктория [44].

Сравнение топографической съемки береговой полосы западного побережья, произведенной норвежцами в 1865—1871 гг. [264], с новейшими топографическими картами показывает, что активизация ледников в то время на Новой Земле местами была значительной. Выводные ледники продвинулись по долинам, сливались и перекрывали небольшие острова внутри заливов (рис. 82, в).

Итак, анализ данных по оледенению Новой Земли и их сопоставление с материалами по палеогеографии соседних архипелагов и северных районов материка заставляет отказаться от существовавших до последнего времени представлений о том, что Новая Земля являлась центром гигантского материкового оледенения, льды которого неоднократно распространялись на материк, и что современные ледники острова являются реликтом плейстоценового оледенения, которое в последующее время испытывало лишь медленное постепенное убывание.

Напротив, ледниковый покров Новой Земли, возникший к концу бореальной трансгрессии на протяжении позднечетвертичного времени, претерпел неоднократно существенные изменения. Начиная с позднего плейстоцена, новоземельское оледенение пережило не менее четырех стадий наступания, а местами и возрождение, разделенных периодами большого сокращения — межстадиалами (рис. 84 и табл. 69).

Основные этапы развития оледенения Новой Земли в позднечетвертичное время

Береговые формы	Основные этапы развития ледникового покрова	Шкалы позднечетвертичного времени близлежащих районов		Время абсолютное (лет назад) *	
		Земля Франца-Иосифа *	Русская равнина **		
Комплекс морских террас и береговых валов на высотах до 80 м	Современное отступление ледникового покрова. Активизация ледников. Стадия Адмиралтейства малого ледникового периода. Сокращение ледниковых покровов (до размеров, уступающих современным). Ледниковая стадия Седова	Поздне-голоценовое холодное	Поздний голоцен	0 1000 2000	
	Абразионные морские уровни в моренах камакульской стадии			Очень сильное сокращение ледникового покрова на Северном острове и полное исчезновение ледников на Южном. Освобождение заливов от ледников. Образование торфяников, несколько ранее — фаза мертвого льда. Сокращение оледенения сопровождается трансгрессией моря до 80 м выше современного уровня	Средне-голоценовое теплое «время оленей»
Кармакульская стадия наступания ледников (возникновение вновь ледников на Южном острове), сопровождавшаяся регрессией моря до 50 м ниже современного		Ранне-голоценовое холодное	Ранний голоцен		
				Поверхность террас на абсолютных высотах 100—240 м	Значительное сокращение ледникового покрова на Северном острове (по размерам намного уступающим современным), полное исчезновение ледников на Южном. Освобождение от ледников Маточкина Шара и фиордовых заливов. Несколько раньше — трансгрессия моря до высоты 200—240 м
Заключительные этапы позднего плейстоцена		Поздний плейстоцен	13 000 14 000		
	Террасы и абразионные уровни на абсолютных высотах 270—420 м		Максимальное позднелейстоценовое оледенение, покрывавшее оба острова, которому предшествовала бореальная трансгрессия моря до высоты 400—420 м выше современного		

* По М. Г. Гроссвальду [44].

** По М. И. Нейштадту [132].

В отдельные периоды сокращения оледенения было настолько значительным, что ледниковый покров и даже отдельные ледники совсем исчезали на островах. Наиболее достоверно можно говорить о двух периодах, когда произошло большое сокращение оледенения. Первое из них имело место в период формирования высоких террас, когда от Новой Земли оставалась узкая полоса невысоких островов, лишенных ледникового покрова. Последнее значительное сокращение оледенения, а возможно, и уничтожение большинства

ледников произошло во время «климатического оптимума». Вероятнее всего, в это время ледники были уничтожены не только на Южном острове, но и на Северном. Возникшее и значительно увеличившееся оледенение после периода «климатического оптимума» испытало также неоднократные колебания.

Следовательно, современный ледниковый покров Новой Земли представляет собой образование молодое — голоценовое, подобное ледниковым покровам архипелага Земли Франца-Иосифа. Таким образом, история развития оледенения Новой Земли в позднечетвертичное время подтверждает концепцию недавних глубоких, относительно быстрых и разнонаправленных изменений арктических ледников [44].

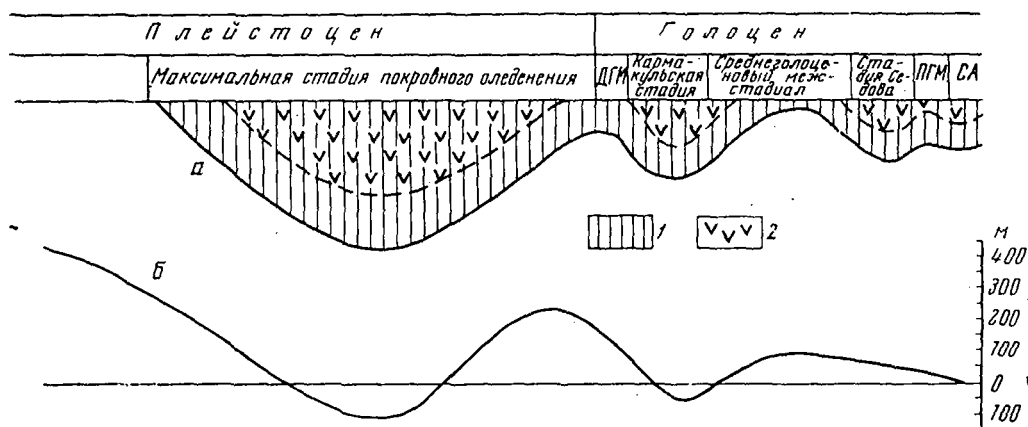


Рис. 84. Схема основных этапов оледенения (а) и колебания уровня моря (б) на Новой Земле за позднечетвертичное время

1 — стадии оледенения на Северном острове; 2 — то же, на Южном; ДКМ — древнеголоценовый межстадиал; ПГМ — позднеголоценовый межстадиал; СА — стадия адмиралтейства

На протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена новоземельский ледниковый покров никогда не выходил далеко за пределы острова. Увеличение размеров оледенения происходило главным образом по широте, вдоль островов. Только во время максимального позднечетвертичного оледенения ледниковый покров, перекрывая весь Северный остров, занимал большую часть Южного острова. Распространение ледникового покрова на восток и запад всегда ограничивалось неширокой прибрежной полосой, причем большей активностью отличались ледники западного побережья.

По-видимому, во все этапы оледенения (как и в настоящее время) энергия оледенения и активность ледников увеличивались с севера на юг. При этом на западном побережье она была выше, чем на восточном. В связи с этим, в периоды отступления и наступания ледники западного побережья и южных районов испытывали относительно большие колебания, были более активны и производили большую геологическую работу, чем ледники восточного побережья. Благодаря этому на западном побережье троговые долины глубже, они дальше прослеживаются в море. Гряды и валы одновозрастных морен более крупные на юге острова и на западном побережье, чем на восточном. В целом рельеф более расчленен в южной части Северного острова и на его западном побережье.

Глава XI

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАЗМЕРОВ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В 1907 г. В. А. Русанов [166] пришел к заключению об отступании ледников Новой Земли. Его последующие исследования подтвердили первоначальный вывод [165]. Правда, десятилетием раньше Ф. Н. Чернышев [210] утверждал обратное, однако его наблюдения на отдельных ледниках Южного острова не представляются репрезентативными для новоземельского оледенения в целом. В 1925 г. М. А. Лаврова [112] не нашла убедительных признаков, свидетельствующих об определенном направлении развития ледников долины Русанова. Г. В. Горбацкий [39] после экспедиции 1931 г. пришел к выводу об отступании современных ледников по западному побережью на участке от губы Крестовой до губы Северной Сульmeneвой. После исследований 2-го МПГ М. М. Ермолаев [64, 66] писал, что деградация новоземельского оледенения обусловлена неблагоприятными условиями питания, выразившимися в исчезновении фирновой толщи в ледораздельной части покрова.

Эту точку зрения разделяли и последующие исследователи, работавшие в периферийной части новоземельского оледенения [39, 78, 140, 147]. Правда, Г. В. Горбацкий [38] на основе работ 1933 г. в районе мыса Желания отметил рост малых ледников на крайнем севере Новой Земли на общем фоне деградации ледникового покрова. Наблюдения С. В. Калесника [78] свидетельствовали о стационарном положении края ледникового покрова в районе залива Благополучия. Но он также [79] присоединился к общему мнению об интенсивной деградации новоземельского оледенения. Д. Г. Панов [140] полагал, что из-за неблагоприятных современных условий отмирание оледенения происходит по всей территории Новой Земли. Для современных ледников в окрестностях Маточкина Шара он даже применил термин «остаточные формы оледенения». Одной из причин убывания оледенения Д. Г. Панов считал небольшое количество атмосферных осадков в центре покрова из-за господствующего здесь устойчивого антициклона. Это предположение опровергается выполненными ранее наблюдениями В. Ю. Визе и М. М. Ермолаева, на что обратил внимание П. А. Шумский [228].

Сведения о развитии и колебаниях новоземельского оледенения, собранные в основном до Великой Отечественной войны, были в 1949 г. суммированы П. А. Шумским, который писал, что «в течение последних тысячелетий размеры оледенения Новой Земли в общем несколько сократились, причем на фоне медленного общего отступления неоднократно происходили наступания отдельных ледников, а местами ледники большую часть времени или даже все время оставались стационарными... В последние несколько десятилетий, особенно после 1910—1920 гг., происходит быстрое отступление ледников» [228, стр. 178]. В сводке П. А. Шумского приводится немного случаев изменения положения края ледников и сведения эти порой спорны (как, например, в случае с ледником Низким).

Факты, свидетельствующие о наступании ледников Новой Земли, были получены многими исследователями. О сравнительно недавнем наступании ледников (за 100—150 лет до его исследований) сообщает В. А. Русанов [159, 161]. Заполнение ледником залива Иностранцева в 1925 г. наблюдал Р. Л. Самойлович [175, 176]. Ненцы сообщали ему о существовании пролива в районе губы Северной Сульменевой, прорезающего Северный остров [176], что в сопоставлении с современной ледниковой обстановкой также свидетельствует о недавнем наступании ледников в этом районе. Указания С. В. Калесника [78], А. Гейма [234] и В. А. Обручева [136] в 1936—1937 гг. о погребении краевых морен снежниками с ледяными ядрами также можно истолковать как признак роста оледенения.

В 1955 г. экспедицией «Север-7» было подтверждено нормальное питание новоземельского ледникового покрова. Позднее П. А. Каплин [84] из сравнения карт, снятых в различные годы, получил первые конкретные величины отступания ледников по западному побережью Новой Земли на участке от Русской Гавани до залива Иностранцева. Количественных оценок колебаний оледенения для Новой Земли в целом, вплоть до самого последнего времени, не проводилось.

Накопленный к настоящему времени картографический материал дает возможность получить сведения об изменении положения края 69 ледников, находящихся главным образом на Северном острове. При сопоставлении результатов съемок следует учитывать разнородность используемых картографических материалов. По точности определения положения в плане имеющиеся старые карты можно разделить на две группы. В первую (большую) входят топографические карты, снятые экспедициями Арктического института, П. А. Лавровой, О. Хольтедаля и др. Точность планового положения на них относительно хорошая, что при сопоставлении с современными картами позволяет довольно точно определить изменения в положении краев ледников. Средняя квадратическая ошибка в положении соответствующих точек местности (для участков с коренными породами) на картах ААНИИ и ГУГК составляет в плане ± 158 м, а по высоте только $\pm 5,3$ м.

Во вторую группу входят картографические материалы норвежских промышленников второй половины прошлого столетия, В. Н. Вебера, В. А. Русанова, Г. Я. Седова и некоторых других исследователей. Относительная точность этих карт, по сравнению с современными, намного меньше, чем у первой группы. Мы использовали их только при изучении больших изменений края ледников (порядка нескольких километров), значительно превышающих вероятную плановую ошибку исходных материалов.

Для проверки полученных результатов привлекались описания исследователей и материалы аэрофотосъемки.

Полученные сведения об изменении положения концов ледников сведены в табл. 70. Общая площадь приводимых в таблице ледников составляет половину всей площади покровного и переходного оледенения, и до четверти — горного. Большая часть данных (около 50 случаев) приходится на 30—40-е годы нашего столетия. Полученные выводы можно распространить на всю территорию новоземельского оледенения и сопоставить с другими гляциологическими и метеорологическими наблюдениями, большая часть которых приходится именно на эти годы. На 16 ледниках двукратные наблюдения за положением их концов были проведены с большим разрывом времени, иногда свыше 40 лет; оценка колебаний этих ледников за 30—40-е годы проведена путем прямой интерполяции. Учитывая потепление, начавшееся в Арктике в 20-е годы нашего столетия, можно предполагать, что интенсивность сокращения новоземельского оледенения в период с 1930 по 1950 г. значительно возросла по сравнению с предшествующим десятилетием. По этой причине средняя убыль оледенения подсчитывалась только на основании наблюдений, выполненных в период между 1925 и 1952 гг. (в табл. 70 они отмечены звездочкой), причем ледники, морфология и колебания размеров которых резко

Таблица 70

Изменение размеров ледников Новой Земли¹

№№ п/п	Названия ледников	Пло- щадь, км	Источник сведений*	Дата све- док, годы	Изменение положе- ния края, м	Изменение площади ледника			
						по данным съемок		между 1930 и 1950 гг.	
						км ²	%	км ²	%
Область покровного оледенения									
1	Петерсена *	126	[264] I [147] II	1871 1913 1933 1952	—7000 —1500 +600	—23,0 —6,1 +1,2	—15,7 —4,6 +1,0	+1,2	+1,0
2	Бунге *	322	I [147] II	1913 1933 1952	—5500 —1500	—23,0 —4,0	—6,6 —1,2	—4,2	—1,2
3	Павлова *	204	[147] II	1933 1952	—3000	—12,0	—5,6	—12,6	—5,6
4	Иностранцева *	710	[147] II	1933 1952	—8000	—37,0	—5,0	—38,8	—5,0
5	Карбасникова *	93	[147] II	1933 1952	—300	—1,5	—1,6	—1,5	—1,6
6	Визе *	309	[147] II	1933 1952	—2000	—7,4	—2,3	—7,8	—2,4
7	Воейкова *	62	[147] II	1933 1952	—500	—1,0	—1,6	—1,0	—1,6
8	Алущица *	59	[147] II	1933 1952	—1000	—2,0	—3,3	—2,1	—3,5
9	Броунова *	296	[147] II	1933 1952	—5000	—12,0	—3,9	—12,6	—4,1
10	Мака *	190	[147] II	1933 1952	—1300	—2,5	—1,3	—2,6	—1,4
11	Вёлькена *	164	[147] II	1933 1952	—1000	—2,5	—1,5	—2,6	—1,6
12	Рыкачева *	420	[147] II	1933 1952	—1800	—5,0	—1,2	—5,3	—1,3
13	Часва *	381	[147] II	1933 1952	—700	—6,0	—1,5	—6,3	—1,6
14	Шокальского *	514	III II Наблюдения автора	1935 1952 1959	+300 —600	+0,8 —2,0	+0,2 —0,4	+0,8	+0,2

Таблица 70 (продолжение)

№ п/п	Названия ледников	Площадь, км	Источник сведений?	Дата съемок, годы	Изменение положения края, м	Изменение площади ледника			
						по данным съемок		между 1930 и 1950 гг.	
						км²	%	км²	%
15	Чернышева	488	[109] II	1910 1952	-2500	-34,0	-6,5	-16,2	-3,1
16	Тавсия	458	[109] II	1910 1952	-1800	-5,0	-1,1	-2,5	-0,5
17	Крайний *	338	[142] II	1935 1952	-1300	-3,0	-0,9	-3,5	-1,0
18	Вилькицкого	778	V II	1910 1952	-4000	-15,0	-1,9	-7,2	-0,9
19	Норденшельда	1080	V II	1910 1952	-4300	-18,0	-1,7	-8,6	-0,8
20	Кропоткина	754	[23] II	1913 1952	0	0	0	0	0
21	Ога (Голубой)	567	V II	1910 1952	-5500	-12,0	-2,1	-5,7	-1,0
22	Вылки (Навсена)	455	VI II	1925 1952	-300	-1,0	-0,2	-0,7	-0,2
23	Стройный	216	VII II	1931 1952	-2000	-4,0	-1,8	-3,8	-1,7
24	Шульгина **	16	[147] II	1933 1952	+500	+0,5	+3,2	+0,5	+3,4
25	Астрономический **	14	[147] II	1933 1952	+1200	+1,5	+12,0	+1,6	+12,6
Область переходного оледенения									
26	Шумный	84	[39] II	1931 1952	-1000	-5,0	-5,6	-4,8	-5,3
27	Широкий	79	IV VIII II	1909 1921 1952	-2500 0	-12,0 0	-13,2 0	0	0
28	Макруа	176	IV VIII II	1909 1921 1952	0 -500	0 -1,7	0 -0,9	-1,1	-0,6
29	Окленд	11	IV VIII II	1909 1921 1952	-200 -500	-0,3 -1,2	-2,4 -9,9	-0,8	-6,4

Таблица 70 (продолжение)

№№ п/п	Названия ледников	Пло- щадь, км	Источник сведений ²	Дата съе- мок, годы	Изменение положе- ния края, м	Изменение площади ледника			
						по данным съемок		между 1930 и 1950 гг.	
						км ²	%	км ²	%
30	Блафель	25	VIII II	1921 1952	0	0	0	0	0
31	Юниор	3	VIII II	1921 1952	-400	-0,7	-18,9	-0,5	-12,2
32	Ломоносова	63	IX II	1926 1952	0	0	0	0	0
33	Северный	75	IX II	1926 1952	-500	-1,4	-1,8	-1,1	-1,8
34	Южный	10	IX II	1926 1952	-3300	-3,1	-23,0	-2,3	-17,8
35	Рейнгардта	21	[265] III II	1901 1933 1952	-600 -1200	-1,0 -2,0	-4,2 -8,7	- -2,1	- -9,1
36	Ярошевского	28	[265] III II	1901 1933 1952	-400 -300	-0,7 -0,3	-2,4 -1,1	- -0,3	- -1,1
37	Витте	181	[265] III II	1901 1933 1952	-1200 -1000	-3,5 -2,0	-1,9 -1,1	-2,1	-1,1
38	Буля	91	[20] VIII II	1901 1921 1952	-1200 -1700	-5,2 -5,8	-5,2 -5,2	-3,2	-3,2
39	Люнге	7	[20] VIII II	1901 1921 1952	-800 +400	-2,5 +0,3	-27,0 +4,1	+0,2	+2,6
40	Серп и Молот (Ибис, Соколова)	485	VII II	1931 1952	-1000	-3,0	-0,6	-2,9	-0,6
41	Ладыгина	293	VII II	1931 1952	-2000	-4,0	-1,4	-3,8	-1,2
Область горного оледенения									
42	Краснова (Бенара) *	13	[265] [113] II	1901 1925 1952	-500 -500	-0,5 -0,5	-3,6 -3,7	-0,4	-2,7
43	Бычкова *	14	X II	1934 1952	+1000	+1,1	+8,5	+1,2	+9,5

Таблица 70 (продолжение)

№ п/п	Названия ледников	Пло- щадь, км	Источник сведений*	Дата съе- мок, годы	Изменение положе- ния края, м	Изменение площади ледника			
						по данным съемок		между 1930 и 1950 гг.	
						км²	%	км²	%
44	Благодать *	19	VII [113] II	1901 1925 1952	+500 -500	+1,5 -1,5	+7,9 -7,3	-1,1	-5,4
45	Третьякова *	4	[165] XI II	1907 1934 1952	-1000 +400	-0,8 +0,3	-17,8 +8,1	+0,3	+9,0
46	Географического * Института	11	[113] II	1925 1952	-500	-0,5	-4,4	-0,4	-3,3
47	Эдельштейна (Хольтедаля) *	8	[113] II	1925 1952	-500	-0,5	-5,9	-0,4	-4,4
48	Большой Пенка	21	[175] II	1923 1952	-700	-2,5	-10,6	-1,7	-7,3
49	Деградирующий **	5	[175] II	1923 1952	-2200	-8,0	-62,0	-5,5	-42,8
50	Юбилейный *	7	[113] II	1925 1952	-1000	-1,5	-17,8	-1,5	-11,1
51	Глубокий *	1	[113] II	1925 1952	-700	-0,5	-33,3	-0,4	-24,4
52	Водораздельный *	4	[113] II	1925 1952	-400	-0,5	-11,1	-0,4	-8,3
53	Крутой II **	35	[113] II	1925 1952	-1200	-0,8	-18,6	-0,6	-13,8
54	Крутой IIA **	2,2	[113] II	1925 1952	-1000	-1,0	-31,2	-0,7	-23,5
55	Наблюдений *	6,4	[113] II	1925 1952	-300	-0,8	-11,2	-0,6	-8,2
56	Западный язык * ледника Стеклова	3,8	[113] II	1925 1952	-400	-0,3	-7,3	-0,2	-5,4
57	Южный язык * Стеклова	5,6	[113] II	1925 1952	-1000	-1,0	-15,3	-0,7	-11,3
58	Кутовой	4	IV II	1909 1952	-1400	-1,0	-20,0	-0,5	-9,3

Таблица 70 (окончание)

№ п/п	Названия ледников	Площадь, км	Источник сведений ²	Дата съемок, годы	Изменение положения края, м	Изменение площади ледника			
						по данным съемок		между 1930 и 1950 гг.	
						км²	%	км²	%
59	Южный язык ледника Хрустального	10	IV II	1909 1952	-600	-0,8	-7,4	-0,4	-3,4
60	Макарова	23	IV II	1909 1952	-800	-2,5	-9,5	-1,2	-4,5
61	Жерве	24	IV II	1909 1952	-1200	-1,5	-5,9	-0,7	-2,7
62	Южный язык * ледника Перекидного	12,5	XI II	1934 1952	+400	+0,4	+3,3	+0,4	+3,7
63	Гордеева *	13	XI II	1934 1952	+800	+1,1	+9,3	+1,2	+10,3
64	Амеба *	5	XI II	1934 1952	+400	+0,2	+4,2	+0,2	+4,7
65	Святогор *	5	XI II	1934 1952	-500	-0,2	-3,8	-0,2	-4,2
66	Лагерный *	3,5	XI II	1934 1952	0	0	0	0	0
67	Кольцова *	7	XI II	1934 1952	+700	+0,9	+14,8	+1,0	+16,4
68	Энгельса *	37	XI II	1934 1952	-800	-1,5	-3,9	-1,6	-4,3
69	Язык *	4,2	XI II	1934 1952	-800	-0,8	-16,0	-0,9	-17,6

* Пояснения звездочек — см. в тексте, стр. 233, 239.

¹ Площадь ледников (графа 3) дана на 1932 г. Изменение площади (графа 7) подсчитывалось между годами съемок (графа 5). Относительное изменение (графа 8) дано в процентах площади во время предыдущей съемки. В графах 9 и 10 даны изменения площади между 1930 и 1950 гг., определенные прямойлинейной интерполяцией между ближайшими по времени съемками.

Относительно нескольких ледников необходимо сделать следующие замечания: на карте 1910 г. у ледника Чернышева (№ 15) нанесена только средняя, центральная часть фронта, а у ледника Тансия (№ 46) лишь восточная. У ледника Нансена (№ 22) к 1932 г. конечная морена обособилась от фронта ледника. Ледники Астрономический (№ 25) и Шульгина (№ 24), оканчивающиеся на суше, по морфологии и размерам резко отличаются от остальных ледников покрова. На основании свидетельств Г. В. Горбачиного [39], наблюдавшего образование айсбергов у фронта ледника Шумного (№ 26), отступление края этого ледника определено от современной и береговой линии. Ледник Деградирующий (№ 49), видимо, посещен Г. В. Горбачиным в 1947 г. [42].

² Помимо источников, указанных в списке литературы, были использованы картографические материалы: I — карта, приложенная к «Запискам по гидрографии», т. 42, 1918; II — карты Главного управления геодезии и картографии (ГУГК); III — карты Гидрографического управления ГУСМП; IV — карта в Материалах по исследованию Новой Земли Главного управления землеустройства и земледелия под редакцией Н. В. Сосновского, вып. 1, 1910 (карта Матчингэй губы и долины Русанова); V — карта в Материалах по исследованию Новой Земли Главного управления землеустройства и земледелия под редакцией Н. В. Сосновского, вып. 2, 1911 (ледники Ога, Норденшельда, Вилькицкого); VI — карта в Трудах Ин-та по изучению Севера, вып. 40, М., 1933; VII — карта из работы: Die Arktisfahrt des Luftschiffes «Graf Zeppelin» im Juli 1931. Ergänzungsheft. Nr. 218 zu «Petermanns Mitteilungen», Gotha, 1933; VIII — карта из работы Olaf Holtedahl, leader of the expedition, editor. Report of the Scientific results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya, 1921. Published by Det Norske Videnskaps Academi i Oslo (Videnskapsselskapet i Kristiania), Oslo (Kristiania), 1922—1928; IX — карта из Лодки Карского моря, ч. II, Карское море и Новая Земля, 1935; X — карта в Трудах Арктического Ин-та, т. 57, Л., 1936; XI — карта в Трудах Ин-та по изучению Севера, вып. 40, М., 1929.

отличались от остальных (в табл. 70 они отмечены двумя звездочками), в расчет не принимались.

По отклонениям от среднего для области покровного и горного оледенения были подсчитаны пределы вероятных колебаний ледников. Провести такой расчет для области переходного оледенения не оказалось возможным из-за чрезвычайно пестрого характера изменения ледников в этой области.

ОБЛАСТЬ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Среднее сокращение всех отмеченных нами ледников в области покровного оледенения с 1930 по 1950 г., подавляющее большинство которых расположено на баренцевоморском склоне, составило 2% от их общей площади.

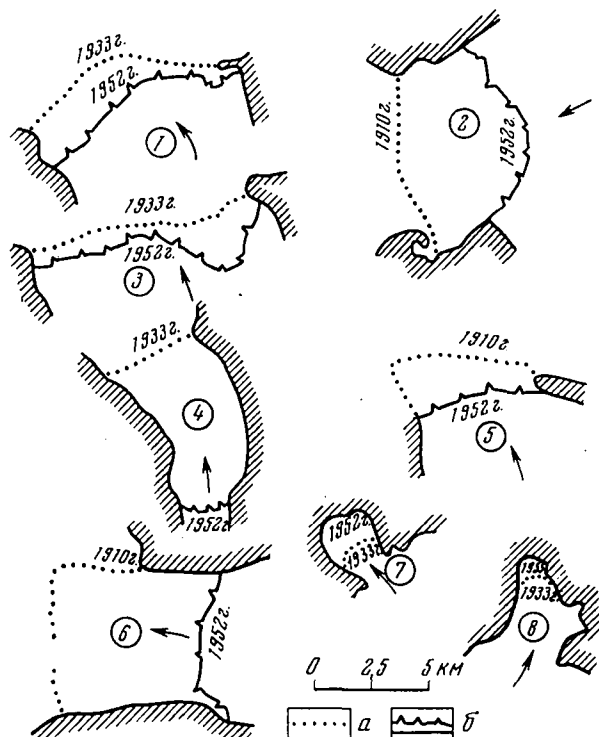


Рис. 85. Изменение положения краев ледников (а — начальное, б — конечное) в области покровного оледенения Новой Земли

1 — ледник Часова; 2 — ледник Вилькицкого; 3 — ледник Рыкачева; 4 — ледник Броунова; 5 — ледник Таисия; 6 — ледник Норденшельда; 7 — ледник Астрономический; 8 — ледник Шульгина; штрихи у края ледника заштрихована; стрелками показано направление движения льда

Вероятное сокращение площадей отдельных ледников (рис. 85) находится в пределах от 0,3 до 3,5% их площади. Несколько ледников наступало. Изменение положения концов ледников на Карском побережье носило, по-видимому, иной характер.

Принимая, что в среднем площадь всех ледников покрова в бассейне Баренцева моря сократилась на 2%, мы подсчитали, что общая площадь этих ледников за отмеченное двадцатилетие сократилась на 186 км². При средней толщине льда в прифронтальной части 100 м объем деградировавших концов ледников может быть оценен в 18,6 км³. Средняя годовая убыль льда за это время составляла, таким образом, 0,9 км³.

Одновременно с отступанием края безусловно происходило снижение ледниковой поверхности (рис. 86), которое в ряде случаев удалось оценить

(табл. 71). По величине снижения ледниковой поверхности и площадям различных высотных поясов была подсчитана убыль льда в них до высоты 300 м (табл. 72). Для определения потери льда на более высоких уровнях нет данных.

Для ледников в бассейне Карского моря было получено слишком небольшое количество данных, чтобы с полной уверенностью судить о направлении их развития. Положение края ледников Кропоткина и Нансена на протяжении последних десятилетий было стационарным, что, по нашему мнению, не является случайным.

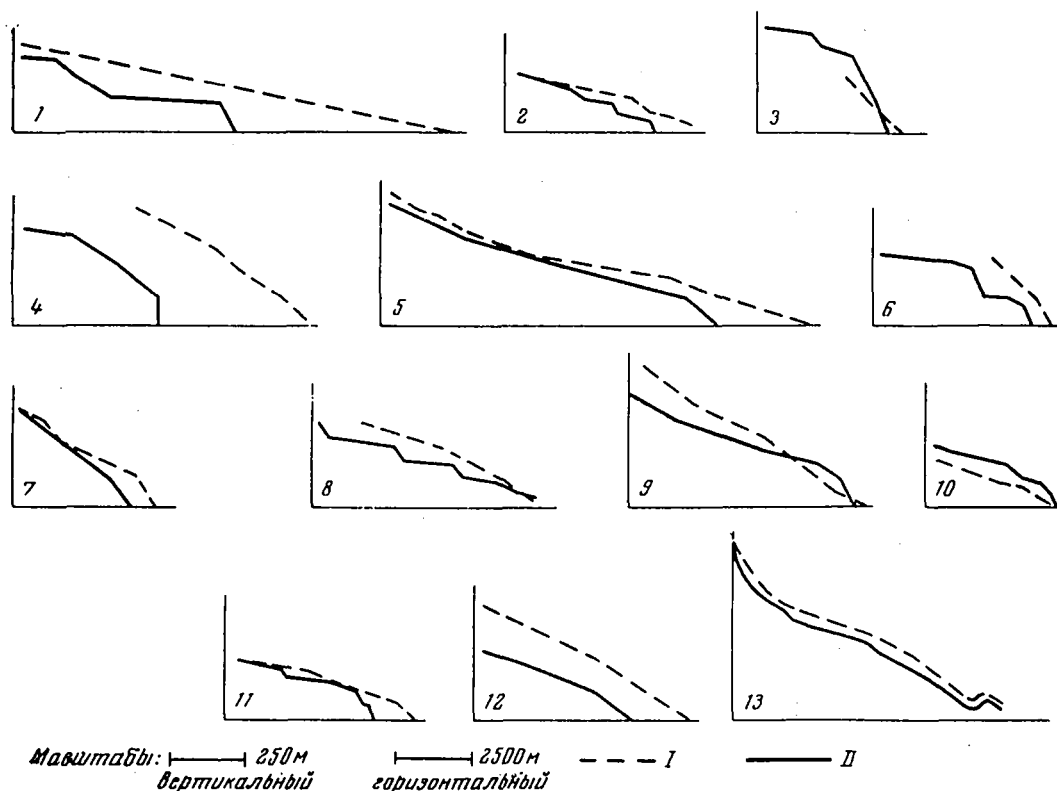


Рис. 86. Изменение высоты поверхности ледников в области покровного оледенения
1 — ледник Иностранцева; 2 — ледник Мака; 3 — ледник Воейкова; 4 — ледник Броунова; 5 — ледник Павлова; 6 — ледник Рыкачева; 7 — ледник Анучина; 8 — ледник Велькена; 9 — ледник Карбасникова; 10 — ледник Шокальского; 11 — ледник Чаева; 12 — ледник Визе; 13 — ледник Вереншельда (Шпицберген); I — продольный профиль ледника в 1933 г.; II — то же, в 1952 г.

Ранее С. В. Калесник [78] отметил стационарность края ледникового покрова в районе залива Благополучия. Стационарное положение ряда ледников (Налли, Ольгинский) подтверждается положением краевых морен. Стабильность ледников Карского побережья может объясняться благоприятными условиями питания, вследствие метелевого переноса снега господствующими северо-западными ветрами с ледораздела покрова на карский склон. С другой стороны, высокое положение границы питания как будто не позволяет сделать такого вывода. Таким образом, этот вопрос остается пока открытым. Некоторая убыль льда в бассейне Карского моря, по-видимому, все же имела место. Вероятно, сократились ледники Карского побережья на крайнем юге области покровного оледенения (ледники Ога, Стройный). Влияние метелевого переноса на вещественный баланс этих ледников, по всей вероятности, значительно меньше, так как высокие горы на западе перехватывают большую часть поступающих осадков.

Изменение высоты поверхности некоторых ледников побережья Баренцева моря

Высота над ур. моря, м	Ледники											Сумма	Число измерений	Среднее снижение поверхности за 1933—1952 гг.	Средняя годовая величина снижения за 19 лет
	Вельсена	Шокальского	Чаена	Рыкачева	Мака	Визе	Анучина	Карбасникова	Павлова	Войкова	Иностранцева				
0	-25	+30	-80	-100	-60	-130	-80	-120	-100	-40	-150	-855	11	-77,3	-4,0
100	-40	+30	-15	-80	-30	-110	-60	+20	-50	+50	-80	-365	11	-33,2	-1,8
200	-60	+20	0	—	0	—	-30	-10	-40	—	-60	-180	8	-22,5	-1,2
300	—	0	—	—	—	—	-10	-70	-20	—	—	-100	4	-25,0	-1,3

Примечание. Знак (—) означает снижение поверхности с 1933 г., знак (+) — повышение поверхности с 1933 г.

За период с 1930 по 1950 г. средние годовые потери льда в бассейне Карского моря и на высотах ледниковой поверхности выше 300 м в бассейне Баренцева моря мы условно приняли равными $1 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, общая величина средней годовой убыли льда за указанное двадцатилетие по всей области покровного оледенения Новой Земли, с учетом снижения ледниковой поверхности и отступления края ледников, составила $3,6 \text{ км}^3/\text{год}$.

Таблица 72

Средняя годовая убыль льда в результате снижения ледниковой поверхности в области покровного оледенения (бассейн Баренцева моря)

Высота, м над ур. моря	Убыль льда за 1933—1952 гг., км^3	Средняя годовая убыль льда за 1933—1952 гг., $\text{км}^3/\text{год}$
0—100	11,9	0,6
100—200	10,2	0,5
200—300	12,4	0,6
Итого . . .	34,6	1,7

Отдельные ледники в области покровного оледенения наступали. Среди них в первую очередь следует отметить ледник Шокальского, незначительно продвинувшийся вперед к 1952 г. Этот ледник имеет более высокий ледниковый коэффициент по сравнению с остальным покровом (0,8 против 0,5), что в конечном итоге обусловлено морфологическими особенностями. Его наступание происходило одновременно с увеличением мощности ледника в прифронтальной части (рис. 86).

Наступание ледников Петерсена и Астрономического объясняется совместным влиянием подпрудживания их концов выступами коренного ложа и обильной аккумуляцией метелевого снега. Некоторое увеличение осадков в 30—40-е годы не прекратило отступления ледников в области покровного оледенения. Лишь отдельные ледники, отмеченные выше, благодаря особым местным условиям наступали.

На некоторых ледниках наблюдалась более сложная картина. У ледника Карбасникова фронт незначительно отступил к 1952 г., а его восточный край несколько продвинулся вперед к моренному валу. Судя по изменению про-

дольного профиля ледника, на его поверхности возникла волна (рис. 86), которая к 1952 г. не успела докатиться до фронта, но захватила восточный край ледника. Пока не имеется каких-либо сведений, позволяющих найти причины этого явления. Отметим только, что тенденция к образованию таких волн отмечена для трех ледников (Карбасникова, Анучина и Воейкова), обладающих сходной морфологией.

ОБЛАСТЬ ПЕРЕХОДНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В области переходного оледенения ледники также отступают (рис. 87), хотя и не так быстро, как в области покровного оледенения. Общая площадь ледников за период с 1930 по 1950 г. уменьшилась здесь на $40,6 \text{ км}^2$ (или $1,1\%$). Полагая, что средняя мощность ледников у края составляет 50 м , объем деградировавшего за 20 лет льда составил 2 км^3 (или $0,1 \text{ км}^3/\text{год}$). В отличие от области покровного оледенения, отступление ледников в обоих морских бассейнах происходило здесь с одинаковой интенсивностью. Горный рельеф с большими колебаниями высот препятствует метелевому переносу на большие расстояния.

Снижение поверхности ледников здесь происходило, вероятно, так же, как и в области покровного оледенения. Аналогичным образом была подсчитана убыль льда на различных высотных интервалах (табл. 73). Общая средняя годовая убыль льда в области переходного оледенения в результате отступления концов ледников и снижения ледниковой поверхности (в том числе на высотах свыше 300 м) может быть оценена величиной $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

Таблица 73

Средняя годовая убыль льда в результате снижения ледниковой поверхности в области переходного оледенения

Высота, м над ур. моря	Убыль льда за 1930—1950 гг., км^3	Средняя годовая убыль льда за 1930—1950 гг., км^3
0—100	4,4	0,2
100—200	6,8	0,4
200—300	6,8	0,4
Итого . . .	18,0	1,0

Из 16 ледников, для которых было отмечено положение края, три оставались стационарными и один наступал. Общая слабая изученность этой ледниковой области не позволяет сделать определенных суждений в каждом отдельном случае. Заметим только, что стационарные и наступавший ледники оканчиваются на суше, в то время как из отступающих девять достигают или еще недавно достигали береговой черты.

ОБЛАСТЬ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Судя по колебаниям 28 ледников (см. рис. 87), общая площадь горного оледенения Новой Земли с 1930 по 1950 г. сократилась на 30 км^2 ($\sim 2\%$). С учетом размеров и полученных ранее весьма приблизительных сведений о толщине льда горных ледников, средняя их толщина у края была принята равной 20 м . В этом случае объем деградировавших концов горных ледников составляет $0,6 \text{ км}^3$. Вероятные колебания отдельных ледников происходили в пределах от $+7\%$ и до $-12,4\%$ первоначальной площади. Сведений об изменении высоты поверхности ледников здесь получено не было. Все же, по аналогии с другими ледниковыми областями, можно считать, что общая

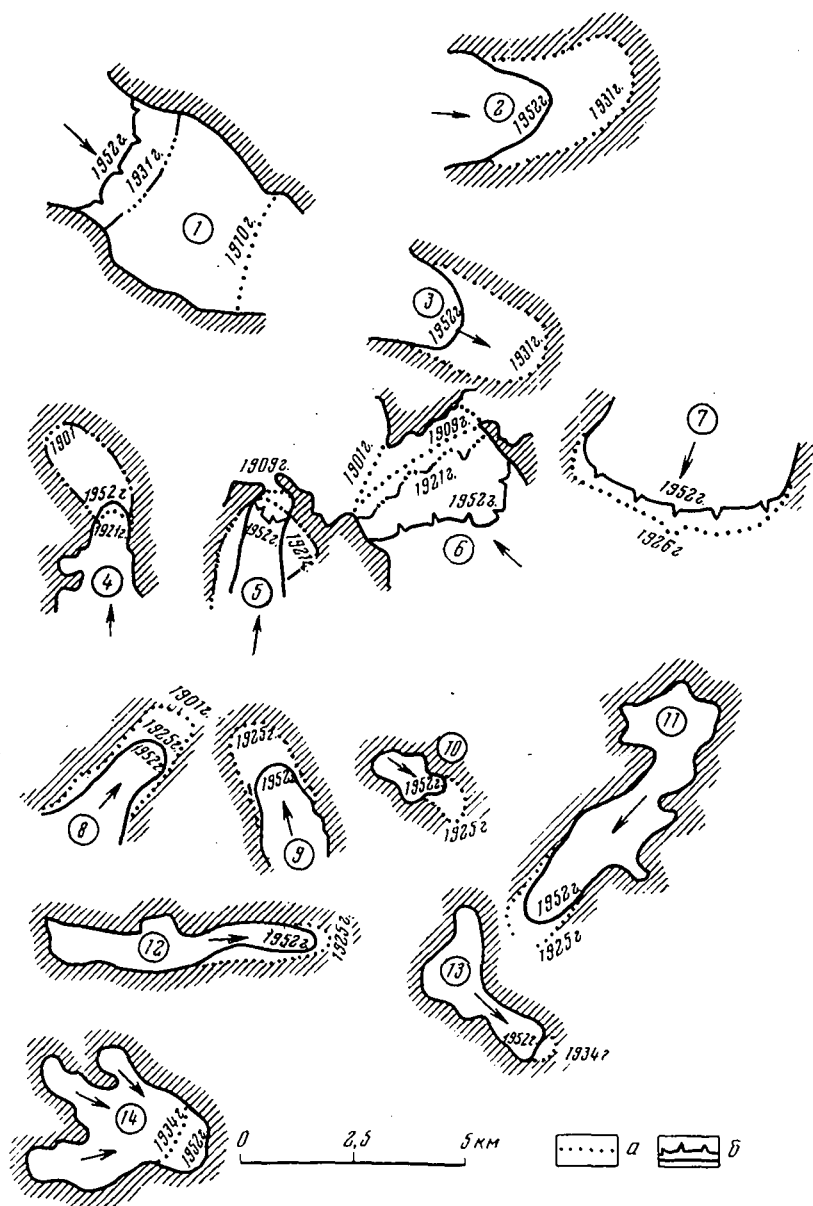


Рис. 87. Изменение положения краев ледников (а — начальное и промежуточное, б — конечное) в областях переходного и горного оледенения Новой Земли

1 — ледник Серп и Молот (Ибис, Соколова); 2 — ледник Ладыгина; 3 — ледник Стройный; 4 — ледник Люнге; 5 — ледник Окленд; 6 — ледник Буля; 7 — ледник Северный; 8 — ледник Краснова; 9 — ледник Юбилейный; 10 — ледник Глубокий; 11 — ледник Географического института; 12 — ледник Наблюдений; 13 — ледник Святогор; 14 — ледник Кольцова; суша у края ледника заштрихована, стрелками показано направление движения льда

средняя годовая величина убыли льда в 30—40-е годы нашего столетия не превышала $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

Отступление горных ледников обусловлено причинами, общими для всего новоземельского оледенения. Вместе с тем свыше 20% отмеченных ледников наступало. В 1951 г. Б. С. Романович наблюдал значительные колебания края переметного ледника Амеба на северном берегу Маточкина Шара. Язык этого ледника с юго-восточной экспозицией значительно продвинулся

с 1934 по 1951 г., в то время как часть его, обращенная на север, отступила. Причиной этого Б. С. Романович считал различие в температуре воздуха на противоположных склонах хребта. Однако, по нашему мнению, важнее различия в условиях питания на противоположных склонах.

Действительно, все наступавшие ледники располагаются или непосредственно на восточных склонах хребтов (Гордеева, Кольцова), или получают с них питание (Третьякова, Благодать). Эти склоны являются подветренными по отношению к господствующим влагонесущим ветрам, и именно на них и происходит аккумуляция навейного снега.

ДЕГРАДАЦИЯ МАЛЫХ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНИКОВ

В различных частях Новой Земли по картографическим и литературным источникам удалось проследить изменение малых ледников. Полученные отрывочные сведения носят разобщенный, случайный характер, и поэтому не включены в сводные таблицы. В 1909 г. В. А. Русанов [163] видел издали большой снежник на перешейке полуострова Адмиралтейства, исчезнувший в настоящее время.

На картах В. И. Вебера [20] и В. А. Русанова [160] очертания ледника Широкого выступают далеко за пределы современной краевой морены. Сходное изображение края ледника на этих двух картах, не совпадающее с современными очертаниями, видимо, объясняется существованием большого снежника, прислоненного к морене этого ледника. Судя по карте О. Хольтедаля [253], этот снежник деградировал к 1921 г.

Значительно сократились размеры снежников на плоской вершине между ледником Благодать и рекой Южной Крестовой в период с 1909 по 1952 г.

Очень много снежников и навейных ледников, погребавших на значительном протяжении береговую черту, наблюдал В. А. Русанов в 1910 г. на Карском побережье в районе ледников Норденшельда. Он писал, что «обнажения ледников и оторвавшиеся от них ледяные горы состояли не из плотного голубого льда, а из зернистого белого фирна» [163, стр. 212]. Деградация этих ледников весьма значительна. Э. Г. Коломпец [91] на этом основании предполагал распадение края покрова в этом районе на четыре обособленных выводных языка. Это, однако, не подтверждается положением краевых морен.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА СОКРАЩЕНИЯ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Приведенные выше сведения относятся к короткому отрезку времени последней стадии новоземельского оледенения — стадии Адмиралтейства. Максимальное распространение оледенения этой стадии можно проследить только на отдельных ледниках. Известно, что ледник Петерсена выступал далеко за береговую черту на протяжении XVII, XVIII и большей части XIX столетий [60, 264]. Заполнение пролива, разделявшего в прошлом северный остров Новой Земли и остров Адмиралтейства (ныне полуостров), мореной ледника Низкого произошло в период между плаванием В. Баренца в 1594 г. и съемками П. К. Пахтусова в 1837 г. Моренный характер материала, заполнившего пролив, подтверждается полевыми исследованиями [139]. Единственное свидетельство о колебаниях ледников на Новой Земле в прошлом столетии относится к району залива Незнаемого, где между 1837 и 1909 гг. наступал ледник Краснова (Бенара) [159].

Однако (см. главу XII) уже в конце прошлого столетия оледенение Новой Земли имело отрицательный вещественный баланс и на протяжении последующих лет продолжало непрерывно убывать. С 1930 по 1950 г. общая площадь новоземельского оледенения сократилась на 256 ± 30 км². Уменьшение объема за это же время составило примерно 112 км³ (однако эта величина

на значительно уступает по точности предшествующей). При сохранении такой интенсивности убывания в дальнейшем все ледники Новой Земли общим объемом 6800 км^3 [228] полностью исчезли бы приблизительно через 1200 лет.

НЕКОТОРЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ОТСТУПАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Изменение края ледников прежде всего отразилось на положении морен. На местности и на аэроснимках морены максимального развития современного оледенения (современные морены) удается отличать от более древних голоценовых по ряду признаков. На современных моренах отсутствует плащ тонких морских осадков (исключая переотложенные), следы морских уровней и растительность. Кроме того, в современных моренах хорошо сохраняются ледяные ядра, прикрытые щебенчатым материалом. В древних моренах погребенный лед большей частью уже растаял. Правда, мы наблюдали явление термокарста в древней морене ледника Низкого в виде воронок с выположенными краями и участков проседания плаща, что свидетельствует о продолжающемся таянии погребенного льда. Отмеченные особенности позволяют довольно точно определять на местности недавнее последнее наступление ледников.

Четкое подразделение моренных валов наблюдается только у концов или у фронтов ледников, часто на пространстве в несколько километров. С удалением от побережья морены сливаются в единый вал. Судя по промерам в заливе Откупщикова (Русская Гавань), то же самое наблюдается и у фронтов ледников, оканчивающихся в море.

Таким образом, значительные изменения в положении края современных ледников на Новой Земле со времени их максимального распространения происходили только вблизи уровня моря. В формировании современных морен ледникового покрова в обоих морских бассейнах существует некоторая разница. Сплошной моренный вал, не обособленный от ледника маргинальным каналом, повсеместно наблюдается у края ледникового покрова и концов ледников, не достигающих Карского моря (ледники Налли, Ольгинский). Наоборот, в бассейне Баренцева моря повсеместно распространены современные морены с ледяным ядром, достаточно обособившиеся от ледника. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает благоприятные условия существования ледников в бассейне Карского моря.

Отступление ледников, оканчивающихся в море, привело к значительным изменениям в конфигурации береговой черты. В конце XVI столетия ледник Петерсена (получивший в то время название Большого Ледяного мыса) настолько далеко выступал в море, что его конец был тогда самым северным пунктом Новой Земли [60]. В. А. Русанов, отметивший позже его отступление, пришел к выводу, что «при продолжительном уменьшении осадков при повышении температуры возможно даже, что этот же самый Ледяной мыс превратится в Ледяной залив» [162, стр. 150]. Предсказание В. А. Русанова оправдалось к 1933 г. Такая же судьба постигла и Малый Ледяной мыс (ледник Бунге). Произошедшие изменения вызвали затруднения для мореплавания, так как оба Ледяных мыса являлись важнейшими ориентирами в этой части Новой Земли.

Сходные явления наблюдались и южнее. В результате отступления ледников Павлова и Иностранцева акватория залива Иностранцева с 1933 по 1952 гг. увеличилась почти на 50 км^2 . В 1909 г. В. А. Русанов [161] обнаружил перед фронтом ледника Буля в Машигиной губе узкий пролив, соединявший акваторию этой губы с неизвестным ранее заливом Блафель. Образование этого пролива явилось следствием отступления ледника Буля, прежде перегораживавшего верховья губы Машигиной, как это было отмечено В. Н. Вебером в 1901 г. [20] и П. К. Пахтусовым в 1837 г. [141]. Убывание оледенения привело также к уменьшению длины ледяных берегов. В 1909 г. В. А. Русанов [160] в губе Северной Сульменевои назвал спускающийся туда

ледник Шумным, так как при образовании айсбергов у его фронта стоял непрерывный грохот. К 1952 г. этот ледник отступил от берега моря примерно на 1 км. Между концом этого ледника и морем в настоящее время простирается задровое поле. Точно так же ряд ледников (Рейнгардта, Ярошевского), ранее продуцировавших айсберги в море, теперь оканчиваются на суше.

Наконец, отступление ледников отразилось на судьбе подпруженных ими озер. Частичная деградация ледника (или снежника) южнее горы Ермолаева (в районе Русской Гавани) [66, 136] способствовала спуску воды озера Усачева. То же самое произошло с озерами Ольгинским и Высоким [45], хотя в последнем случае не исключены сезонные причины. В результате снижения поверхности ледяной перемычки между ледниками Чаева и Шокальского понижение уровня озера Экспедиции (судя по положению уровенных линий на берегах) составило 35 м.

Отмеченные выше факты являются лишь отдельными проявлениями большого и сложного процесса сокращения оледенения Новой Земли.

Глава XII

БАЛАНС МАССЫ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

При рассмотрении баланса массы льда мы не будем касаться областей переходного и горного оледенения и ограничимся лишь наиболее однородной поверхностью ледникового покрова (19 740 км²), лежащей к северо-востоку от губы Глазовой на Баренцевоморском берегу и залива Цивольки—на Карском.

В основу балансовых подсчетов положены наблюдения Новоземельской экспедиции Института географии, проведенные на выводном леднике Шокальского и в области его питания. Пользуясь корреляцией между снегонакоплением и таянием, с одной стороны, и средней температурой зимних и летних месяцев, с другой (см. главы V и VI), оказалось возможным подсчитать баланс массы льда ледника Шокальского за прошлые годы. Это можно было сделать по данным метеорологических наблюдений с 1896/97 г.

Известные по наблюдениям метеорологических станций и исследованиям 1932/33, 1955, 1957—1959 гг. соотношения между зимним снегонакоплением и летним таянием в разных частях ледникового покрова дали возможность по данным об их значениях на склоне ледникового покрова к Русской Гавани подсчитать соответствующие величины для всего ледникового покрова Новой Земли.

Такие расчеты уже были сделаны ранее [216, 219, 245]. Но в ходе дальнейшей работы были внесены некоторые уточнения, и все подсчеты сделаны заново по более обоснованной расчетной схеме. Необходимо сказать, однако, что имеющиеся данные позволяют сопоставить приход и расход массы льда лишь очень приблизительно.

Кроме величин аккумуляции и абляции для подсчета баланса массы льда необходимо знать положение границы питания, определяющей соотношение площадей области питания и области расхода. Высота границы питания и фирновой линии изменяется от года к году. Как велики эти изменения на Новоземельском ледниковом покрове в районе Русской Гавани, показано ниже.

ЛЕДНИК ШОКАЛЬСКОГО

Изменения высоты фирновой линии и границы питания за последние 30 лет

Из изложенного выше (главы V и VI) видно, что имеется принципиальная возможность расчетным путем определить величину накопления снега и таяния снега и льда на разных высотах и построить кривые изменения этих величин с высотой (рис. 88). Пересечение кривых снегонакопления и таяния позволяет определить расчетную высоту границы питания. Действительная граница питания может и не совпадать с расчетной. Как правило, она лежит ниже последней.

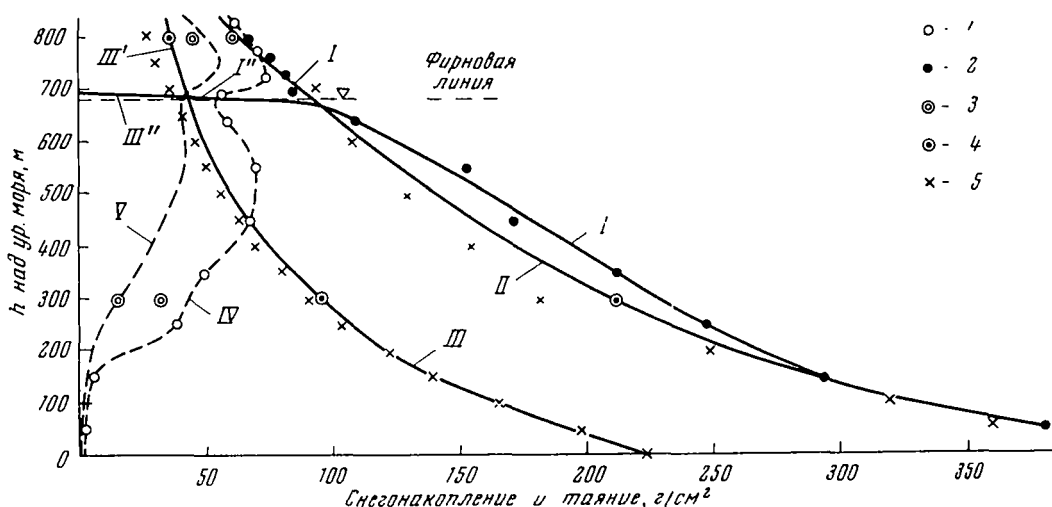


Рис. 88. Изменение с высотой снегонакопления и таяния снега и льда на леднике Шокальского

I — кривая таяния 1959 г. (I' — таяние, I'' — абляция выше фирновой линии); II — исправленная кривая таяния 1959 г.; III — кривая таяния 1958 г. (III' — таяние, III'' — абляция выше фирновой линии); IV — кривая снегонакопления 1959 г. V — кривая снегонакопления 1958 г.; 1 — снегонакопление за зиму 1958/59 г., осредненное по высотным зонам; 2 — таяние за лето 1959 г., осредненное по высотным зонам; 3 — снегонакопление за зимы 1957/58 г. и 1958/59 г. по наблюдениям на снегомерных площадках станций; 4 — таяние 1958 и 1959 гг. по наблюдениям на снегомерных площадках станций; 5 — расчетное таяние 1958 и 1959 гг.

Если имеет место образование наложенного льда, то часть летнего таяния возмещается намерзанием. В этом случае абляция, т. е. удаление вещества с ледника, будет меньше таяния, и расчетная граница питания, определенная пересечением кривых снегонакопления и таяния, будет выше действительной границы. Если наложенный лед ниже фирновой линии не образуется, то эта последняя также лежит ниже расчетной границы питания, поскольку абляция здесь меньше таяния из-за просачивания талой воды в фирн и ее последующего замерзания. Сток талой воды выше фирновой линии может уменьшиться до пренебрежимо малой величины, и, при заметном таянии, абляция выше фирновой линии может совсем, или почти совсем отсутствовать. И в данном случае, очевидно, действительная граница питания (можно принять, что на леднике Шокальского она совпадает с фирновой линией) будет лежать ниже расчетной, как это было в 1959 г. (рис. 88). Но в некоторых случаях они могут и совпадать. Это будет происходить при понижении фирновой линии. Если за многоснежной зимой последует прохладное лето, то фирновая линия займет к осени

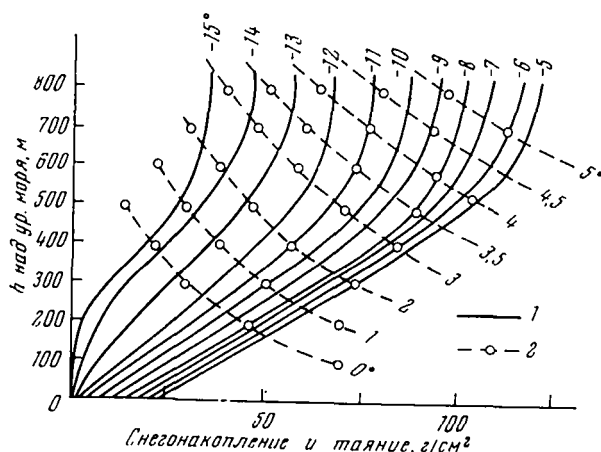


Рис. 89. Расчетные кривые снегонакопления (1) и таяния (2) при разных значениях средней температуры зимы (t_{IX-V}) и лета ($t_{VI-VIII}$). Баренцево-морский склон ледникового покрова в районе Русской Гавани

Значения температуры даны по наблюдениям станции Русская Гавань

Если имеет место образование наложенного льда, то часть летнего таяния возмещается намерзанием. В этом случае абляция, т. е. удаление вещества с ледника, будет меньше таяния, и расчетная граница питания, определенная пересечением кривых снегонакопления и таяния, будет выше действительной границы. Если наложенный лед ниже фирновой линии не образуется, то эта последняя также лежит ниже расчетной границы питания, поскольку абляция здесь меньше таяния из-за просачивания талой воды в фирн и ее последующего замерзания. Сток талой воды выше фирновой линии может уменьшиться до пренебрежимо малой величины, и, при заметном таянии, абляция выше фирновой линии может совсем, или почти совсем отсутствовать. И в данном случае, очевидно, действительная граница питания (можно принять, что на леднике Шокальского она совпадает с фирновой линией) будет лежать ниже расчетной, как это было в 1959 г. (рис. 88). Но в некоторых случаях они могут и совпадать. Это будет происходить при понижении фирновой линии. Если за многоснежной зимой последует прохладное лето, то фирновая линия займет к осени

очень низкое положение, несмотря на то, что она могла находиться значительно выше в предыдущие годы. Понижение фирновой линии может быть очень резким. Расчетная высота границы питания в этом случае совпадает с фирновой линией.

Ряд многоснежных зим может привести к устойчиво низкому положению фирновой линии. Так было, судя по метеонаблюдениям, в середине 30-х годов и в 40-х годах. Если после таких лет наступит хотя бы одно очень теплое лето (особенно после суровой малоснежной зимы), то расчетная граница питания сразу окажется очень высоко. В то же время фирновая линия лишь немного отступит вверх, поскольку для значительного ее отступления необходимо, чтобы стаяли запасы многолетнего фирна. Последнее может произойти только за ряд лет с малоснежными зимами и сильным летним таянием. Повышение фирновой линии может происходить лишь постепенно, с большим запозданием по сравнению с расчетной границей питания.

На рис. 89 приведены кривые изменения снегонакопления и таяния с высотой для ледника Шокальского, построенные для разных значений средней температуры зимы (сентябрь — май) и лета (июнь — август) через $1,0^{\circ}$ по наблюдениям метеостанции Русская Гавань. Кривые снегонакопления нанесены в несколько сглаженном виде по сравнению с полученными по фактическим наблюдениям 1958/59 г. распределением снега вдоль западного склона ледникового покрова. Это распределение, по-видимому, не остается одинаковым. В зависимости от условий погоды (характера снегопадов, силы и направления ветра) оно, вероятно, несколько меняется. Переносить в точности распределение снега, наблюдавшееся в 1958/59 г., на другие годы

Таблица 74

Высота расчетной границы питания и вероятная высота фирновой линии на леднике Шокальского за 1933—1962 гг. *

Годы	Высота расчетной границы питания, м над ур. моря	Вероятная высота фирновой линии, м над ур. моря	Годы	Высота расчетной границы питания, м над ур. моря	Вероятная высота фирновой линии, м над ур. моря
1932/33	370		1947/48	370	
1933/34	390		1948/49	370	
1934/35	490		1949/50	360	360
1935/36	440	440	1950/51	370	
1936/37	390	390	1951/52	410	
1937/38	400		1952/53	500	
1938/39	420		1953/54	600	470 ***
1939/40	660		1954/55	440	440
1940/41	510	510	1955/56	570	
1941/42	540		1956/57	570	
1942/43	Более 800		1957/58	680 **	680 ****
1943/44	360	360	1958/59	770 **	680 ****
1944/45	360	360	1959/60	570	570
1945/46	380		1960/61	Более 800	
1946/47	380		1961/62	610	

* Таблица составлена по рис. 89.

** Расчетная граница питания определена пересечением кривых снегонакопления и таяния, построенных по данным непосредственных наблюдений экспедиции МГГ.

*** По карте, составленной П. А. Шумским по исследованиям в апреле—мае 1955 г. [231].

**** По наблюдениям экспедиции МГГ.

не имеет смысла, особенно учитывая неизбежную приближенность расчетов. В табл. 74 приведены высота расчетной границы питания на баренцево-морском склоне ледникового покрова у Русской Гавани и вероятная высота фирновой линии. Таблица показывает, как может быть велика амплитуда изменения высоты фирновой линии (от 360 до 680 м в районе Русской Гавани) и каково было направление и характер этих изменений за последние тридцать лет.

Действительное положение фирновой линии известно только по наблюдениям Новоземельской экспедиции Института географии (1958 и 1959 гг.) и исследованиям П. А. Шумского, выполненным в марте — апреле 1955 г. (последние отмечают, очевидно, положение фирновой линии к осени 1954 г.). Эти наблюдения дают опорные точки, использованные при составлении таблицы. Остальные основываются на расчетной высоте границы питания. В точках, соответствующих минимумам, она совпадает с высотой фирновой линии, и высоту последней можно считать обоснованной. Для остальных точек можно лишь утверждать, что фирновая линия находится ниже расчетной границы питания.

Исходные предпосылки и допущения

Было принято, что в области питания талые воды просачиваются в фирн и там замерзают, практически не выходя за пределы этой области, а в области абляции они целиком стекают за пределы ледника, испарение мало и не принимается в расчет, так как оно не превышает возможных ошибок подсчета аккумуляции и абляции. За границу между областями питания и абляции на леднике Шокальского принята фирновая линия.

При подсчете аккумуляции принималось в расчет только зимнее снегонакопление. Осадки периода таяния в области абляции стекают вместе с талыми водами, а в области аккумуляции им равнозначен возможный сток за ее пределы. Стекать из области питания может до 25% (см. главу VI) образующихся здесь талых вод. Величину того же порядка составляют и летние осадки.

Положение фирновой линии, как показано выше, меняется в широких пределах. В отдельные годы фирновая линия опускалась до 360 м, а самое высокое ее положение, отмеченное в 1959 г., было 680 м. Оно принято за расчетное для всех лет. Это упрощение оправдывается расчетной схемой, построенной по данным о снегонакоплении по всей поверхности ледника.

Схема расчета

Поверхность ледника (515 км²) делится по высоте на три зоны: а) область аккумуляции (выше 680 м над ур. моря), где зимнее снегонакопление принимается за чистый приход, независимо от величины таяния, площадью 235 км²; б) верхнюю часть области абляции — по существу, переходную (680—300 м), где в одни годы снегонакопление может превышать стаивание, в другие, наоборот, быть меньше его, площадью 220 км²; в) нижнюю часть области абляции (ниже 300 м), где стаивание, как правило, превышает снегонакопление, площадью 60 км². Вся площадь области абляции составляет 280 км²; ледниковый коэффициент равен 0,84.

Принято, что в двух последних зонах талые воды стекают за пределы ледника, и чистый расход (или приход) равен разности между таянием и снегонакоплением. Таким образом, в зоне между 300—680 м над ур. моря возможны как чистая абляция, так и чистая аккумуляция. Поскольку (см. главы V и VIII) зона питания наложенным льдом на западном склоне ледникового покрова занимает лишь узкую полосу, а на леднике Шокальского в годы исследований МГГ существовала лишь в виде отдельных пятен, она не включена и в расчетную схему. Допущение полного стока с поверхности ледника ниже 680 м несколько завышает расходную часть баланса. На самом деле,

особенно в многоснежные годы, часть талых вод вновь замерзает. В известной мере это возмещается уменьшением аккумуляции, так как в расчет не принимаются осадки периода таяния.

Для каждой из перечисленных выше зон принимается своя кривая зависимости ежегодного снегонакопления (на единицу поверхности, в $г/см^2$ или в см слоя воды) от средней температуры зимы (t_{IX-X}) по станции Русская Гавань (рис. 90, кривые 1, 2 и 4). Кривая 1 построена по точкам, соответствующим снегонакоплению в области питания по данным наблюдений 1932/33, 1954/55, 1957/58 и 1958/59 гг. (см. главу V), а кривые 2, 4 — в соответствии с ней и изменением снегонакопления с высотой по наблюдениям 1958/59 г. (см. рис. 88). По этим кривым, зная среднюю температуру зимы, легко определить годовое снегонакопление в каждой зоне для любого года.

Величина стаивания для каждой из двух нижних зон определяется по зависимости величины таяния от средней температуры лета в данной зоне ($t_{VI-VIII}$) (см. рис. 40, в). В отличие от зависимостей для определения снегонакопления, в которых за аргумент принималась температура в Русской Гавани, здесь за аргумент была принята средняя температура лета в том месте и на той высоте, где определяется таяние. По среднему для летних месяцев градиенту изменения температуры с высотой, известному по наблюдениям 1958 г. в Русской Гавани и на ледниковых станциях, определяется средняя температура ($t_{VI-VIII}$) на расчетных высотах на леднике Шокальского. Последние выбирались так, чтобы горизонталь, проходящая на расчетной высоте, делила соответствующую зону на две равновеликие части; иначе говоря, чтобы площади с большим и меньшим таянием, лежащие выше и ниже уровня с расчетной его величиной, были равны между собой. Такими высотами по гипсографической кривой оказались: для верхней части области абляции 540 м, для нижней — 220 м над ур. моря.

Умножая величины снегонакопления (или стаивания) на единицу площади (в $г/см^2$) для каждой зоны, на площадь последней легко получить массу накопившегося снега (или стаявшей воды) в каждой зоне, а суммируя их, — общую массу прихода и расхода льда, а также ежегодное сальдо баланса вещества. При расчетах удобно представлять приход (или расход) на единицу площади в м слоя воды; тогда, умножая его на площадь в $км^2$, получим результат в $10^6 м^3$ воды или в $10^6 т$.

Делением полученных величин на площадь всей поверхности ледника определяется приход, расход или ежегодное сальдо баланса льда в среднем на единицу площади, что более наглядно и удобно для сравнения.

Баланс массы ледника

Результаты расчета приводятся в табл. 75 и 76. Полученные результаты не включают еще одну расходную статью баланса массы льда — расход за счет стекания льда в море и обламывания его в виде глыб льда и айсбергов у

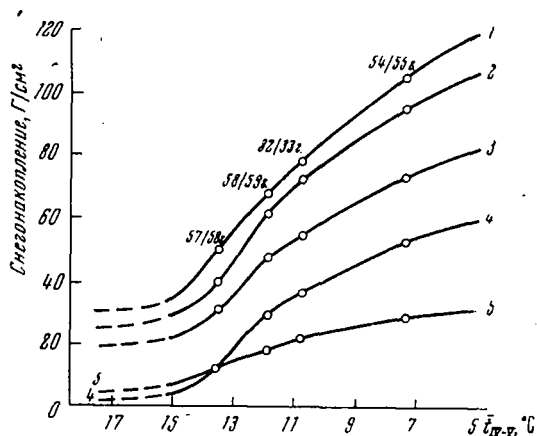


Рис. 90. Снегонакопление в зависимости от средней температуры зимы на западном склоне средней части Новоземельского ледникового покрова

1 — область питания (выше 680 м); 2 — область абляции ледника Шокальского выше 300 м; 3 — область абляции средней части покрова выше 300 м; 4 — область абляции ледника Шокальского ниже 300 м; 5 — область абляции средней части покрова ниже 300 м

Расчет снегонакопления на леднике Шокальского

Годы	t_{IX-V} по Рус- ской Гавани	Область анкумуляции		Верхняя часть области абляции		Нижняя часть области абляции		В с е г о	
		г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	10 ⁴ т	г/см ²
1896/97	-11,0	76	178	70	154	35	21	353	69
1897/98	-12,2	64	150	58	128	26	16	294	57
1898/99	-14,9	36	85	34	75	4	2	162	32
1899/1900	-11,2	74	174	68	149	33	20	343	67
1901/02	-17,2	30	70	30	66	2	1	137	27
1902/03	-15,5	34	80	32	70	3	2	152	30
1903/04	-10,8	78	183	72	158	36	22	363	70
1904/05	-10,9	77	180	71	156	35	21	357	69
1905/06	-12,5	61	143	55	121	23	14	278	54
1906/07	-8,1	100	235	90	198	49	30	463	90
1907/08	-11,1	75	176	69	152	34	20	348	68
1908/09	-13,5	47	110	43	95	13	8	213	41
1909/10	-11,8	69	162	63	138	30	18	318	62
1911/12	-16,0	32	75	31	68	2	1	144	28
1912/13	-12,3	63	148	57	125	25	15	288	56
1913/14	-14,9	36	85	34	75	4	2	162	32
1914/15	-10,6	80	188	73	161	37	22	371	72
1915/16	-15,5	34	80	32	70	3	2	152	30
1921/22	-10,6	80	188	73	161	37	22	371	72
1922/23	-9,6	88	207	80	176	42	25	408	79
1923/24	-9,1	92	215	84	184	45	27	426	83
1924/25	-9,8	86	202	79	174	42	25	401	78
1925/26	-12,5	61	143	55	121	23	14	278	54
1926/27	-11,8	69	162	63	138	30	18	318	62
1927/28	-11,3	74	174	68	149	33	20	343	67
1928/29	-12,8	57	134	51	112	20	12	258	50
1929/30	-10,4	82	192	75	165	38	23	380	74
1930/31	-9,8	86	202	79	174	42	25	401	78
1931/32	-10,0	85	200	78	172	41	25	397	77
1932/33	-11,0	76	178	70	154	35	21	353	69
1933/34	-9,8	86	202	79	174	42	25	401	78
1934/35	-10,6	80	188	73	161	37	22	371	72
1935/36	-10,4	82	192	75	165	38	23	380	74
1936/37	-6,9	108	255	98	216	54	32	503	98
1937/38	-6,6	110	258	99	218	56	33	509	99
1938/39	-10,8	78	173	72	158	36	22	363	70
1939/40	-11,4	73	172	67	148	32	19	339	66
1940/41	-11,4	73	172	67	148	32	19	339	66

Таблица 75 (окончание)

Годы	t_{IX-V} по Рус- ской Гавани	Область аккумуляции		Верхняя часть области абляции		Нижняя часть области абляции		В с е г о	
		г/см ³	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	10 ⁶ т	г/см ³
1941/42	(-9,9)	86	202	78	172	41	25	399	78
1942/43	(-10,2)	83	196	76	168	39	23	387	75
1943/44	(-7,4)	105	247	95	209	52	31	487	95
1944/45	-5,6	116	273	105	230	58	35	538	104
1945/46	-10,8	78	183	72	158	39	22	333	70
1946/47	-10,1	84	198	77	169	40	24	391	76
1947/48	-10,5	81	190	74	162	38	23	375	73
1948/49	-10,8	78	183	72	158	36	22	363	70
1949/50	-10,9	77	180	71	156	35	21	357	69
1950/51	-8,8	95	223	86	189	46	28	440	86
1951/52	-10,3	83	196	76	168	39	23	387	75
1952/53	-10,3	83	196	76	168	39	23	387	75
1953/54	-7,7	103	242	93	204	51	31	477	93
1954/55	-7,4	105	247	95	209	52	31	487	95
1955/56	-10,1	84	198	77	169	40	24	391	76
1956/57	-10,2	83	196	76	168	39	23	387	75
1957/58	-13,6	46	108	42	92	12	7	207	40
1958/59	-11,9	68	160	62	136	29	17	313	60
1959/60	-11,1	75	176	69	152	34	20	348	68
1960/61	-11,0	76	178	70	154	35	21	353	69
1961/62	-12,7	58	136	52	114	21	13	263	51
Средние с 1896 по 1916 гг.	-12,8	57	134	51	112	20	12	258	50
Средние с 1921 по 1932 гг.	-10,7	79	185	72	158	39	22	365	71
Средние с 1932 по 1962 гг.	-10,0	85	200	78	172	41	25	397	77

фронта ледника. Ежегодный расход льда за счет этого может быть подсчитан по скорости движения ледника, площади его поперечного сечения у фронта и данным об изменении его положения (отступании или наступании). Эти данные имеются только за 1958/59 г. (см. главу IX). Расход льда по этим данным равен $16 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$, или $14,4 \cdot 10^6 \text{ т}/\text{год}$ при почти неизменном положении фронта ледника в плане. Никаких данных об изменении скоростей и толщины льда у фронта из года в год не имеется. Известно лишь, что его положение в плане за последние 25 лет менялось очень немного. Если принять величину расхода льда на откалывание айсбергов постоянной, то приведенные в табл. 76 величины абляции нужно увеличить на $14,4 \cdot 10^6 \text{ т}$, или приблизительно на 3 г/см^2 на единицу всей поверхности ледника. Величина в $14,4 \cdot 10^6 \text{ т}$ составляет приблизительно 6% величины среднего за последние 30 лет стаивания ($232 \cdot 10^6 \text{ т}$), т. е. для ледника Шокальского относительно невелика.

Расчет стаявания и балансового сальдо на леднике Шокальского

Годы	t ^{VI-VIII} по Русской Гавани	Стаивание								Чистая аккумуляция (+) или абляция (-)	
		верхняя часть области абляции			нижняя часть области абляции			всего			
		t ^{VI-VIII} расч.	г/см ²	10 ⁶ т	t ^{VI-VIII} расч.	г/см ²	10 ⁶ т	10 ⁶ т	г/см ² *	10 ⁶ т	г/см ²
1893/97	2,2	-2,0	50	110	0,0	108	65	175	62/34	178	35
1897/98	2,6	-1,5	62	133	0,5	128	77	213	73/41	81	16
1898/99	0,8	-3,5	26	57	-1,4	64	38	95	34/18	67	13
1899/1900	2,1	-2,1	48	106	-0,1	102	61	167	60/32	176	34
1901/02	1,3	-3,0	33	72	-0,9	75	45	117	42/23	20	4
1902/03	0,9	-3,4	27	59	-1,3	66	40	99	35/19	53	11
1903/04	3,6	-0,5	88	193	1,4	170	102	295	105/57	68	13
1904/05	2,0	-2,2	47	103	-0,2	98	59	162	58/31	195	38
1905/06	1,8	-2,4	44	96	-0,4	92	55	151	54/29	127	25
1906/07	2,9	-1,2	68	150	0,7	136	82	232	83/45	231	45
1907/08	2,5	-1,7	58	127	0,3	120	72	199	71/39	149	29
1908/09	2,7	-1,4	64	141	0,6	132	80	221	79/43	-8	-2
1909/10	1,7	-2,5	41	90	-0,5	88	53	143	51/28	175	34
1911/12	0,0	-4,4	14	33	-2,2	47	28	61	22/12	83	16
1912/13	0,9	-3,4	27	59	-1,3	66	40	99	35/19	189	37
1913/14	1,2	-3,1	31	68	-1,0	72	43	111	40/22	51	10
1914/15	5,5	1,5	178	390	3,4	310	186	576	206/112	-205	-40
1915/16	1,4	-2,9	34	75	-0,8	78	47	122	44/24	30	6
1921/22	6,1	2,1	215	473	4,0	350	210	683	244/133	-312	-61
1922/23	3,3	-0,7	80	173	1,2	160	96	272	97/53	135	26
1923/24	3,3	-0,7	80	176	1,2	160	96	272	97/53	154	30
1924/25	0,9	-3,4	27	59	-1,3	66	40	99	35/19	302	59
1925/26	1,4	-2,9	34	75	-0,8	78	47	122	44/24	155	30
1926/27	2,5	-1,7	58	127	0,3	120	72	199	71/39	119	23
1927/28	2,9	-1,2	68	150	0,7	136	82	132	47/26	211	41
1928/29	1,8	-2,4	44	97	-0,4	92	55	152	54/30	106	21
1929/30	2,5	-1,6	60	132	0,4	124	74	206	74/40	174	34
1930/31	3,0	-1,2	68	150	0,8	141	85	135	48/26	263	52
1931/32	2,1	-2,1	48	106	-0,1	102	61	167	60/32	230	45
1932/33	1,7	-2,5	41	90	-0,5	88	53	143	51/28	210	41
1933/34	2,3	-1,9	53	116	0,1	110	66	182	65/35	219	43
1934/35	2,9	-1,2	68	150	0,7	136	82	232	83/45	139	27
1935/36	2,6	-1,5	62	136	0,5	128	77	213	76/41	167	33
1936/37	2,8	-1,3	66	145	0,6	132	80	225	80/44	278	54
1937/38	3,0	-1,2	68	150	0,8	141	85	235	84/46	274	53
1938/39	2,6	-1,5	62	136	0,5	128	77	213	76/41	150	29
1939/40	3,7	-0,4	92	202	1,5	178	107	309	110/60	30	6

Таблица 76 (окончание)

Годы	t _{VI-VIII} по Русской Гавани	Стаивание								Чистая аккумуляция (+) или абляция (-)	
		верхняя часть области абляции			нижняя часть области абляции			всего			
		t _{VI-VIII} расч.	г/см ²	10 ⁶ м	t _{VI-VIII} расч.	г/см ²	10 ⁶ м	10 ⁶ м	г/см ²	10 ⁶ м	г/см ²
1940/41	2,8	-1,3	66	145	0,6	132	80	225	80/44	114	22
1941/42	3,4	-0,7	80	176	1,2	160	96	272	97/53	127	25
1942/43	4,7	0,7	136	298	2,6	246	148	446	160/87	-59	-11
1943/44	2,4	-1,8	55	121	0,2	114	69	190	68/38	297	58
1944/45	2,6	-1,5	62	136	0,5	128	77	213	76/41	325	63
1945/46	1,7	-2,5	41	90	-0,5	88	53	143	51/28	220	43
1946/47	2,1	-2,1	48	106	-0,1	102	61	167	60/32	224	44
1947/48	1,8	-2,4	44	96	-0,4	92	55	151	54/29	224	44
1948/49	1,7	-2,5	41	90	-0,5	88	53	143	51/28	220	43
1949/50	1,6	-2,6	40	88	-0,6	84	51	139	50/27	218	42
1950/51	2,3	-1,9	53	116	0,1	110	63	182	65/35	258	50
1951/52	2,3	-1,9	53	116	0,1	110	66	182	65/35	205	40
1952/53	3,1	-1,0	72	158	0,9	146	88	246	88/48	141	27
1953/54	4,1	0,1	110	242	2,0	210	126	368	132/72	109	21
1954/55	3,1	-1,0	72	158	0,9	146	88	246	88/48	241	47
1955/56	3,5	-0,6	84	185	1,3	165	99	284	102/55	107	21
1956/57	3,5	-0,6	84	185	1,3	165	99	284	102/55	103	20
1957/58	2,1	-2,1	49	108	-0,1	103	62	170	61/33	37	7
1958/59	4,5	0,4	124	273	2,3	227	136	409	146/79	-96	-19
1959/60	3,3	-0,7	80	176	1,2	160	96	272	97/53	76	15
1960/61	4,7	0,7	136	298	2,6	246	148	446	160/87	-93	-18
1961/62	2,9	-1,2	68	150	0,7	136	82	232	83/45	31	6
Среднее с 1896 по 1916 гг.	2,0	-2,2	48	106	-0,2	100	60	166	59/32	92	18
Среднее с 1921 по 1932 гг.	2,7	-1,5	62	136	0,5	127	76	212	76/41	153	30
Среднее с 1933 по 1962 гг.	2,9	-1,2	68	150	0,7	136	82	232	83/45	166	32

* Числитель дроби — средняя величина стаивания по всей области абляции, знаменатель — средняя величина стаивания по всей поверхности ледника.

Проверка расчетов по данным наблюдений 1957—1959 гг. и оценка точности полученных результатов

За 1958/59 г., а с меньшей надежностью и за 1957/58 г., можно провести проверочные расчеты прихода и расхода льда непосредственно по данным наблюдений. Они дают возможность оценить точность расчетов по описанной выше общей методике. При этом рассмотрим только две основные статьи баланса: снегонакопление и стаивание, так как величина расхода льда на айсберги невелика и принимается неизменной.

Подсчет снегонакопления и стаивания снега и льда за 1958/59 г. по высотным поясам (см. рис. 28 и 39), приведенный в табл. 77, дает следующий результат:

снегонакопление на всей поверхности ледника	315·10 ⁶ т или 61 г/см ²
стаивание снега и льда в области абляции	504·10 ⁶ » » 98 * »
чистый расход	189·10 ⁶ » » 37 »

Однако в этом подсчете величина стаивания, вероятно, завышена. На рис. 88 видно, что кривая изменения стаивания с высотой, построенная по точкам, которые нанесены на основании измерения площадей между линиями равной абляции 1959 г. по карте, имеет несколько выпуклую форму в средней части. Расчетная кривая абляции 1958 г., построенная по связи стаивания с температурой, имеет вогнутую форму. Кривая 1959 г. будет иметь более правильную форму, если ее провести в средней части не через точки, полученные по маршрутной съемке, а через точку, нанесенную по наблюдениям на площадке станции Барьер Сомнений¹. Проведя перерасчет по этой исправленной кривой, получим суммарное стаивание за лето 1959 г. равным 466 · 10⁶ т (вместо 504 · 10⁶) или 90 г/см² (вместо 98) в среднем по всей поверхности ледника. Расхождение с расчетом по общей методике (см. табл. 76) составляет 11 г/см², т. е. 12% величины стаивания. Чистая абляция (расход массы льда) окажется тогда 151 · 10⁶ или 29 г/см² по всей поверхности ледника.

Принимая, что и снегонакопление определяется с той же ошибкой (с округлением 10 г/см²), можем принять статьи баланса массы ледника Шокальского изменяющимися в следующих пределах:

снегонакопление	61 ± 10 г/см ² (от 51 до 71 г/см ²)
стаивание	90 ± 10 » (от 80 до 100 »)
чистый расход	29 ± 20 » (от 9 до 49 »)

Балансовые расчеты, сделанные по принятой общей методике, лежат в этих же пределах (снегонакопление 60, стаивание 79, расход льда 19 г/см²).

Очевидно, что при малых ошибках в определении снегонакопления и стаивания относительная ошибка их разности может стать большой при малой величине этой разности (так как абсолютная ошибка разности равна сумме абсолютных ошибок уменьшаемого и вычитаемого). Поэтому уверенно говорить о преобладании прихода льда над его расходом (или наоборот) можно при большой величине их разности, превышающей сумму абсолютных ошибок снегонакопления и стаивания. В случае небольшого превышения прихода над расходом (или наоборот) можно говорить лишь о приблизительном их равенстве. Таковы были соотношения снегонакопления и стаивания на леднике Шокальского в 1957/58 г.

Пользуясь зависимостями изменения снегонакопления и стаивания с высотой для 1957/58 г. (см. рис. 88) и подсчитывая аккумуляцию и абляцию по высотным зонам (табл. 78), получим баланс массы ледника в виде:

снегонакопление по всей поверхности ледника	211·10 ⁶ т или 41 г/см ²
стаивание снега и льда в области абляции	204·10 ⁶ » или 40 * »
чистый приход	7·10 ⁶ » или 1 »

* Эта величина получена делением массы стаявшего льда на всю площадь ледника (515 км²).

¹ Расчетная кривая абляции 1958 г. проходит (см. рис. 89) также очень близко от точки, нанесенной по наблюдениям станции Барьер Сомнений.

Подсчет снегонакопления и стаивания на леднике Шокальского по высотным зонам за 1958/59 г. (по данным непосредственных измерений)

Высотный пояс, м над ур. моря	Площадь, км²	Снегонакоп- ление		Стаивание				Чистое накопление (+) или стаивание (-) с учетом стаива- ния по исправлен- ной кривой	
				слой воды, м		объем воды, 10⁶ м³			
		слой воды, м	объем воды, 10⁶ м³	по карте изолиний	по исправ- ленной кривой	по карте изолиний	по исправ- ленной кривой	объем воды, 10⁶ м³	слой воды, м
0—100	6	0,03	0,2	3,80	3,80	22,8	22,8	—22,6	—3,77
100—200	12	0,06	0,7	2,82	2,82	35,2	35,3	—34,6	—2,88
200—300	42	0,39	16,3	2,48	2,34	104,0	98,0	—81,7	—1,95
300—400	41	0,50	20,4	2,12	1,90	86,9	78,0	—57,6	—1,49
400—500	46	0,68	31,2	1,72	1,56	79,4	71,9	—40,7	—0,88
500—600	69	0,70	48,2	1,54	1,37	106,0	94,5	—46,3	—0,67
600—680	64	0,59	37,8	1,09	1,03	70,0	66,0	—28,2	—0,44
Всего ниже границы пита- ния	280	0,55	154,8	1,80	1,67	504,3	466,5	—311,7	—1,13
680—700	38	0,56	21,4	—	—	—	—	21,4	0,56
700—750	73	0,75	54,7	—	—	—	—	54,7	0,75
750—800	89	0,71	62,8	—	—	—	—	62,8	0,71
800—860	35	0,62	21,6	—	—	—	—	21,6	0,62
Всего выше границы пита- ния	235	0,68	160,5	—	—	—	—	160,5	0,68
Всего по всей поверхности ледника . . .	515	0,61	315,3	0,98	0,90	504,3	466,5	—151,2	—0,29

Принимая те же ошибки в подсчете снегонакопления и стаивания (10 г/см²), получим баланс массы ледника в 1957/58 г. изменяющимся в пределах:

снегонакопление 41 ± 10 г/см² (от 31 до 51 г/см²)
 стаивание 40 ± 10 » (от 30 до 50 »)
 приход или расход 1 ± 20 » (от -19 до +21 »),

т. е., в пределах вероятных ошибок, в 1957/58 г. было приблизительное равновесие между приходом и расходом льда.

Величины, подсчитанные по общей методике, также не выходят из этих пределов, а именно (см. табл. 75 и 76): снегонакопление 40 г/см, стаивание 33 г/см² и приход льда 7 г/см².

Средняя квадратическая ошибка определения стаивания по кривой зависимости от средней температуры лета ($t_{VII-VIII}$) равна 22 г/см² (см. главу VI). Такой же следует принять ошибку определения снегонакопления. При этом ошибка определения чистой аккумуляции или абляции по принятой общей методике за каждый отдельный год выразится величиной ± 40 г/см², т. е. нередко будет превышать (см. табл. 76) величину сальдо баланса. Одна-

Таблица 78

Подсчет снегонакопления и стаивания на леднике Шокальского по высотным зонам за 1957/58 г.

Высотный пояс, м над ур. моря	Площадь, км ²	Снегонакопление		Стаивание		Чистое накопление (+) или стаивание (—)	
		слой воды, м	объем воды, 10 ⁶ м ³	слой воды, м	объем воды, 10 ⁶ м ³	объем воды, 10 ⁶ м ³	слой воды, м
0—100	6	0,02	0,12	1,90	11,4	—11,28	—1,88
100—200	12	0,03	0,36	1,40	16,8	—16,44	—1,37
200—300	42	0,10	4,20	1,08	45,4	—41,2	—0,98
300—400	41	0,23	9,45	0,82	33,6	—24,15	—0,59
400—500	46	0,34	15,6	0,68	31,2	—15,6	—0,34
500—600	69	0,41	28,2	0,54	37,2	—9,0	—0,13
600—680	64	0,41	26,2	0,45	28,8	—2,6	—0,04
Всего ниже границы питания	280	0,34	94,13	0,73	204,4	—110,27	—0,39
680—700	38	0,43	16,3	—	—	16,3	0,43
700—750	73	0,52	37,4	—	—	37,4	0,52
750—800	89	0,54	48,0	—	—	48,0	0,54
800—860	35	0,44	15,4	—	—	15,4	0,44
Всего выше границы питания	235	0,50	117,1	—	—	117,1	0,50
Всего по всей поверхности ледника	515	0,41	211,2	0,40	204,4	6,8	0,01

ко средние многолетние величины аккумуляции и абляции, очевидно, имеют меньшую ошибку.

Вероятная ошибка среднего арифметического (обеспеченностью в 50%) $E_{50} = \pm 0,674 \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$, где σ — средняя квадратическая ошибка (в нашем случае $\sigma = \pm 20 \text{ г/см}^2$ для стаивания или снегонакопления); n — число определений, по которым подсчитано среднее арифметическое (в нашем случае, если брать только наиболее надежные данные за 1930—1960 гг., $n = 30$). Таким образом, $E_{50} = \pm 0,674 \frac{20}{\sqrt{30}} \cong \pm 2,5 \text{ г/см}^2$. Предельная ошибка (обеспеченностью в 99%) среднего многолетнего снегонакопления или стаивания $E_{99} = 4E_{50} \cong 10 \text{ г/см}^2$. Предельная ошибка их разности 20 г/см^2 .

Сравнение с ранее опубликованными расчетами и некоторые общие выводы

Расчеты баланса массы льда, выполненные и опубликованные ранее [215, 219, 245], были сделаны в предположении несколько иной общей площади ледника Шокальского и иного отношения площади питания к площади стаивания (ледникового коэффициента).

Площадь питания ледника Шокальского (выше фирновой линии, на высоте 680 м) была принята равной 295 км^2 (вместо 235 км^2), площадь стаивания

Значения ежегодного прихода (+) или расхода (—) массы ледника Шокальского, г/см^2 *

Годы	Вероятные значения по принятой расчетной схеме	Уточненные значения по данным непосредственных наблюдений	По прежнему расчету	
			[219, 245]	[216]
Средний за 1890—1916	$+15 \pm 20$	—	+30	+12
Средний за 1932—1962	$+29 \pm 20$	—	+30	+28
1957/58	+4	-2 ± 20	—	—9
1958/59	—22	-32 ± 20	—	—18

* Величины годового прихода (+) или расхода (—), приведенные в таблице в расчете на единицу площади в среднем по всей поверхности ледника, включают и расход льда на айсберги, принятый постоянным и равным 3 г/см^2 .

вания (ниже 680 м) 250 км^2 (вместо 280 км^2), общая площадь ледника 545 км^2 (вместо 515 км^2). Ледниковый коэффициент 1,2 изменился на 0,84. Ошибка в определении площадей произошла из-за неправильного проведения границ ледника по карте. Исправление границ ледника было сделано в ходе работы по более подробному изучению морфологии новоземельского оледенения, выполненному при составлении каталога ледников. Иной была и схема расчета.

Однако, несмотря на различия в расчетной схеме, результаты довольно близки к полученным выше и во всяком случае не выходят из пределов, определяющихся возможными ошибками (табл. 79).

Рассмотрение табл. 75, 76 и составленного по данным этих таблиц рис. 91 показывает преобладающее превышение снегонакопления над таянием. Увеличение последнего на относительно незначительную величину расхода льда в виде айсбергов не меняет общей картины. Превышение прихода над расходом было особенно велико в 30-х и с середины 40-х до начала 50-х годов нашего века. Превышение расхода над приходом наблюдалось лишь в отдельные годы. И только в конце 50-х годов заметно усилилось таяние при уменьшении накопления осадков, и баланс ледника стал отрицательным.

В конце прошлого и начале текущего столетия, до потепления Арктики, ежегодный прирост массы льда был меньше, вследствие меньшей суммы осадков.

БАЛАНС СНЕЖНОГО ПОКРОВА ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ

Помимо рассмотренного выше баланса массы ледника в целом, интересно рассмотреть баланс снежного покрова в области питания. Это можно сделать по данным наблюдений станции Ледораздельная. Основываясь на зависимостях снегонакопления и таяния от температуры, можно определить их вероятную величину в области питания. Величина ежегодного остатка нестаявшего снега (разность между снегонакоплением и таянием) определяет характер питания. Если из года в год остается большое количество нестаявшего снега, то накапливается фирн, если же ежегодный снежный остаток таков, что все свободные поры нестаявшего снега пропитываются талой водой, то образуется наложенный лед. Таким образом, характер, или тип питания (фирновый, ледяной или промежуточный фирново-ледяной) зависит от соотношения между величиной снежного остатка и количеством талых вод, просачивающихся в поры нестаявшего снега и там замерзающих.

В табл. 80 приведены результаты расчета величин ежегодного снегонакопления (m_s), таяния (m_m), снежного остатка (m_r) и отношения $R = \frac{m_r}{m_m}$ за 1896—1962 гг. На рис. 91 приведены графики изменения величин снежного

Баланс снежного покрова в области питания ледника
Шокальского (станция Ледораздельная) за 1896—1962 гг.

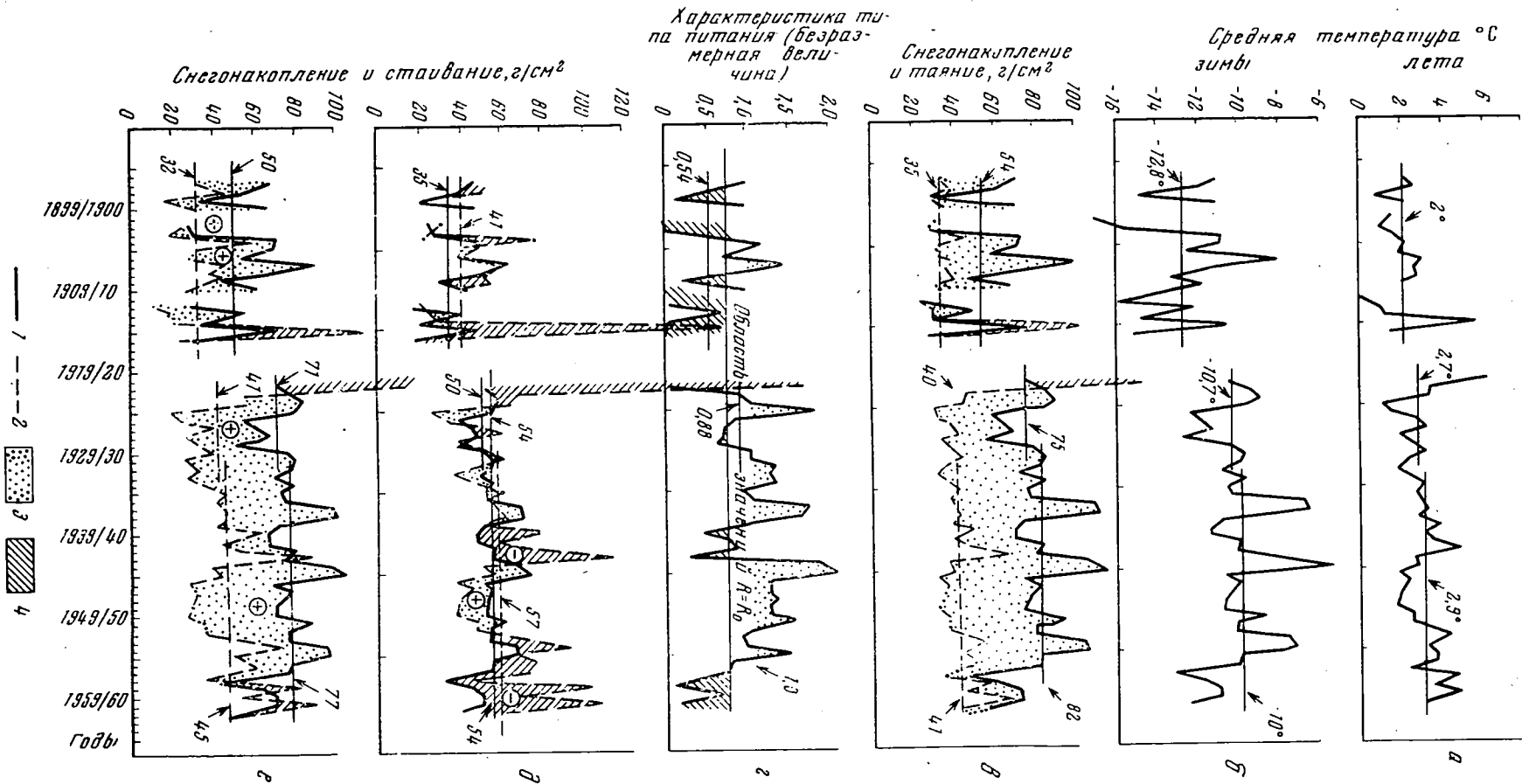
Годы	Снегонакопление		Таяние		Снежный остаток, в/см ³	Характеристика типа пита- ния
	\bar{t}_{IX-V} , Русская Гавань	в/см ²	$\bar{t}_{VI-VIII}$, Русская Гавань	в/см ²		
1896/97	-11,0	72	2,2	36	36	1,0
1897/98	-12,2	60	2,6	39	21	0,54
1898/99	-14,9	32	0,8	29	3	0,10
1899/1900	-11,2	70	2,1	36	34	0,95
1901/1902	-17,2	27	1,3	31	-4	<0
1902/03	-15,5	29	0,9	30	-1	<0
1903/04	-10,8	74	3,6	48	26	0,54
1904/05	-10,9	73	2,0	35	38	1,1
1905/06	-12,5	58	1,8	34	24	0,71
1906/07	-8,1	99	2,9	41	58	1,4
1907/08	-11,1	71	2,5	38	33	0,87
1908/09	-13,5	47	2,7	40	7	0,18
1909/10	-11,8	64	1,7	33	31	0,94
1911/12	-16,0	28	0,0	27	1	0,04
1912/13	-12,3	49	0,9	30	19	0,64
1913/14	-14,9	32	1,2	31	1	0,03
1914/15	-10,6	76	5,5	98	-22	<0
1915/16	-15,5	29	1,4	32	-3	<0
Среднее за 1896—1916	-12,8	54	2,0	35	19	0,54
1921/22	-10,6	76	6,1	130	-54	<0
1922/23	-9,6	86	3,3	45	41	0,91
1923/24	-9,1	90	3,3	45	45	1,1
1924/25	-9,8	84	0,9	30	54	1,8
1925/26	-12,5	58	1,4	32	26	0,81
1926/27	-11,8	64	2,5	38	26	0,68
1927/28	-11,3	69	2,9	41	28	0,68
1928/29	-12,8	54	1,8	34	20	0,59
1929/30	-10,4	78	2,5	39	40	1,0
1930/31	-9,8	84	3,0	42	42	1,0
1931/32	-10,0	82	2,1	36	46	1,3
Среднее за 1921—1932	-10,7	75	2,7	40	35	0,88
1932/33	-11,0	72	1,7	33	39	1,2
1933/34	-9,8	84	2,3	37	47	1,3
1934/35	-10,6	76	2,9	41	35	0,85
1935/36	-10,4	78	2,6	39	39	1,0
1936/37	-6,9	108	2,8	40	68	1,7
1937/38	-6,6	110	3,0	42	68	1,6
1938/39	-10,8	74	2,6	39	35	0,90
1939/40	-11,4	69	3,7	49	20	0,41
1940/41	-11,4	69	2,8	40	29	0,72
1941/42	(-9,9)	83	3,4	46	37	0,80
1942/43	(-10,2)	80	4,7	65	15	0,23

Таблица 80 (окончание)

Годы	Снегонакопление		Таяние		Снежный остаток, $г/см^2$	Характеристика типа питания
	\bar{I}_{IX-V} , Русская Гавань	$г/см^2$	$\bar{I}_{VI-VIII}$, Русская Гавань	$г/см^2$		
1943/44	(-7,4)	105	2,4	37	68	1,8
1944/45	-5,6	116	2,6	39	77	2,0
1945/46	-10,8	74	1,7	33	41	1,2
1946/47	-10,1	81	2,1	36	45	1,2
1947/48	-10,5	77	1,8	34	43	1,3
1948/49	-10,8	74	1,7	33	41	1,2
1949/50	-10,9	73	1,6	33	40	1,2
1950/51	-8,8	93	2,3	37	56	1,5
1951/52	-10,3	79	2,3	37	42	1,1
1952/53	-10,3	79	3,1	43	36	0,84
1953/54	-7,7	102	4,1	51	48	0,89
1954/55	-7,4	105	3,1	43	62	1,4
1955/56	-10,1	81	3,5	47	34	0,72
1956/57	-10,2	80	3,5	47	33	0,70
1957/58	-13,6	46	2,1	36	10	0,28
1958/59	-11,9	61	4,5	61	0	0,0
1959/60	-11,1	71	3,3	44	27	0,61
1960/61	-11,0	72	4,7	65	7	0,11
1961/62	-12,7	55	2,9	41	14	0,34
Среднее за 1932—1962						
	-10,0	82	2,9	41	41	1,0

остатка и указанного безразмерного отношения R . Назовем его характеристикой типа питания. Подобные графики были опубликованы ранее [219, 220, 245]. В этой работе расчеты выполнены заново и уточнены, но, по существу, не изменились. Как и в прежнем расчете, осадки периода таяния не учитывались. Строго говоря, это неверно, но ошибка от пренебрежения ими в среднем не должна быть велика. Значительная часть летних осадков выпадает в области питания в твердом виде и увеличивает, таким образом, как количество талых вод, так и снегонакопление. Рассмотрим это на средних величинах за 1932—1962 гг.: снегонакопление $82 г/см^2$, таяние $41 г/см^2$, снежный остаток $41 г/см^2$, $R = 1,0$. Осадки периода таяния можно принять равными 25% снегонакопления, т. е. $20 г/см^2$. Если все они выпадают в твердом виде, то при отношении, близком к 1, величина этого отношения изменится очень мало. Изменение величины будет тем больше, чем больше доля жидких осадков. Если все они выпадут в виде дождя, то $R = \frac{41}{41+20} = 0,67$. Но такой случай маловероятен. Количество жидких осадков вряд ли превышает половину всех осадков периода таяния, и величина рассматриваемого отношения будет $R \geq \frac{41+10}{41+20} = 0,84$.

Просмотр табл. 80 и графиков показывает, что с конца прошлого века и до начала 30-х годов снежный остаток в области питания был в среднем заметно меньше, чем за последние 25—30 лет. Заметно меньше было и отношение его к массе талых вод. Оно превышало 1 лишь в отдельные годы, тогда как во второй половине 30-х годов, и особенно с 1944 по 1952 г., его величина в течение ряда лет подряд была больше 1, т. е. остаток снега к концу лета (в переводе на воду) превышал количество образовавшейся за лето талой воды. Условия питания стали заметно благоприятней, увеличились возможно-



сти накопления фирна. Лишь к концу 50-х годов вновь резко уменьшается снегонакопление и увеличивается таяние.

Н. В. Давидович [51] показала, что сравнительно небольшие, вполне возможные изменения суммы зимних осадков или летнего таяния, или того и другого вместе, способны изменить характер питания Новоземельского ледникового покрова. Одновременное увеличение на 20—30% (по сравнению с 1957/58 г.) зимнего снегонакопления и такое же уменьшение летнего таяния способны изменить ледяной тип питания (когда поры снежного остатка целиком заполняются талыми водами) на фирновый (когда талых вод для этого образуется недостаточно). И наоборот, даже сохранение наблюдавшегося в 1958 г. отношения талых вод и снежного остатка может привести через 5—6 лет к заполнению льдом всех пор в верхних слоях фирна, образованию мощной ледяной прослойки и к переходу фирнового питания в ледяное.

Переход от ледяного питания к фирновому может осуществиться сразу, как только относительно большое по сравнению с таянием снегонакопление определит благоприятное отношение массы снежного остатка к массе талых вод. Переход от фирнового питания к ледяному требует, очевидно, нескольких лет, чтобы поры не только снежного остатка, но и толщи многолетнего фирна успели заполниться инфильтрационным льдом.

Обозначим величину R , при которой происходит переход от ледяного питания к фирновому, через R_0 . Эту величину можно определить расчетом. Массу инфильтрационного льда, образовавшегося после заполнения всех пор снежного остатка просочившейся в него талой водой и последующего ее замерзания, обозначим через m_i ; тогда относительное инфильтрационное уплотнение (η) будет:

$$\eta = \frac{m_i - m_r}{m_r}. \quad (1)$$

Принимая общий объем инфильтрационного льда равным объему снежного остатка, можем записать:

$$\eta = \frac{\rho_i - \rho_r}{\rho_r}, \quad (2)$$

где ρ_i, ρ_r — значения плотности инфильтрационного льда и снежного остатка. Из (1) имеем:

$$\eta m_r = m_i - m_r. \quad (3)$$

Очевидно, что когда R равно своему предельному значению (R_0), при котором талых вод образуется как раз столько, чтобы заполнить льдом поры нестывающего остатка снега,

$$\begin{aligned} m_i - m_r &= m_m = \eta m_r, \\ R_0 &= \frac{m_r}{\eta m_r} = \frac{1}{\eta}. \end{aligned} \quad (4)$$

По данным наблюдений на станции Ледораздельная, плотность инфильтрационного льда $\rho_i \cong 0,9$, плотность снежного остатка (ρ_r) к концу периода таяния Н. В. Давидович [51] принимает равной 0,46, откуда $\eta = 0,96$ и $R_0 = 1,04$. Однако в начале периода таяния средняя плотность снежного покрова данного года равна 0,36—0,38 г/см³. Именно при этой плотности начинается просачивание талой воды в снег и превращение его в инфильтраци-

Рис. 91. Изменение годовых величин за 1896/97—1961/62 гг.

α — средней температуры лета (июль — август), °С; β — средней температуры зимы (сентябрь — май), °С; ϵ — снегонакопления и таяния в области питания у станции Ледораздельная; ϵ — характеристика типа питания (R); θ — снегонакопления и стаяния на Новоземельском ледниковом покрове; ϵ — снегонакопления и стаяния на леднике Шокальского. 1 — снегонакопление; 2 — таяние; 3 — превышение снегонакопления над стаянием (+); 4 — превышение стаяния над снегонакоплением (—); цифры на графиках означают средние многолетние величины

онный лед. Плотность остатка снега к концу периода таяния $0,45—0,48 \text{ г/см}^3$, достигается уже в результате начавшейся инфильтрации. Поэтому кажется более правильным принимать за расчетную величину плотности снежного остатка плотность снега в начале периода таяния. Тогда при $\rho_r = 0,37$, $\eta = 1,43$ и $R_0 = 0,70$.

На это можно возразить, что уплотнение снега за период таяния происходит не только за счет инфильтрации, но и за счет оседания; тогда расчетные значения плотности снежного остатка (ρ_r), относительного инфильтрационного уплотнения (η) и предельной величины характеристики типа питания (R_0) будут заключаться в пределах:

$$\begin{aligned} 0,37 &\leq \rho_r \leq 0,46, \\ 1,43 &\geq \eta \geq 0,93, \\ 0,70 &\leq R_0 \leq 1,04. \end{aligned}$$

Левые значения соответствуют предположению, что уплотнение снега за время таяния происходит только за счет инфильтрации, правые — только за счет оседания (механического уплотнения).

Можно думать, что уплотнение за время таяния происходит в основном за счет инфильтрации, так как к началу таяния снег бывает сильно уплотнен ветром, и что, следовательно, истинные значения ρ_r, η, R_0 ближе к левым значениям неравенств, чем к правым.

На графике изменения характеристики типа питания (R) (рис. 91) выделена полоса между 0,7 и 1,0, в пределах которой лежит вероятное предельное значение $R = R_0$, определяющее тип питания. Когда $R > R_0$, толща фирна увеличивается, когда $R < R_0$, — уменьшается, начинается образование прослоек инфильтрационного льда и переход к ледяному питанию.

Высказанные выше соображения о более благоприятных условиях питания в 30-х — 40-х годах и о накоплении в эти годы фирна подтверждаются приведенным расчетом. Характеристика типа питания R лишь в отдельные годы превышала предельное ее значение R_0 , определяющее переход от ледяного питания к фирновому. Во второй половине 30-х и особенно между 1944—1952 гг. отношение R было неизменно больше этого предельного значения, что привело к накоплению значительной толщи фирна. С середины 50-х годов начался обратный процесс: R стало меньше R_0 и продолжало уменьшаться, в толще фирна появились толстые прослойки льда, отмеченные, например, в шурфе в 1958 г. (см. рис. 58), наметился переход к ледяному питанию.

Образование мощных слоев фирна уменьшает сток, увеличивает чистую аккумуляцию. Образование и утолщение ледяных прослоек благоприятствует стоку и ухудшает условия питания. В приведенные выше расчеты суммарной аккумуляции и абляции на леднике Шокальского нужно, вероятно, внести поправки, которые в годы ледяного питания (до начала 30-х годов) несколько уменьшат величину прихода массы льда, а в годы с обильным накоплением снега (30-е и 40-е годы) ее увеличат.

НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ

Дополнительные предпосылки

Для расчета баланса массы всего Новоземельского ледникового покрова необходимо установить положение границы питания и оценить изменения величин снегонакопления и стаивания от места к месту по всей поверхности покрова. Основанием для этого послужили соотношения величины зимних осадков и средней температуры лета в разных местах Новой Земли по наблюдениям береговых метеорологических станций и карта высоты фирновой линии и границы питания на Новоземельском ледниковом покрове, составленная П. А. Шумским [231] по исследованиям в апреле — мае 1955 г. (см.

Сравнение площадей ледниковых зон Новоземельского ледникового покрова

Годы	Площади, км ²					Доля области аккумуляции	Ледниковый коэффициент
	зоны фирнового питания	зоны ледяного питания	всей области аккумуляции	области абляции	всей поверхности ледникового покрова		
1954 *	10650	4350	15000	4740	19740	0,76	3,17
1959 **	5510	870	6380	13360	19740	0,32	0,48
Среднее *** за 1932—1962 . . .	7600	3300	10900	8840	19740	0,55	1,24

* По исследованиям в апреле — мае 1955 г. (см. рис. 38). Положение границ ледниковых зон ниже среднего.

** По исследованиям МГТ в районе Русской Гавани и в соответствии с исследованиями 1955 г. (см. рис. 38). Самое высокое положение границ ледниковых зон.

*** Положение границ питания определено по расчету (см. рис. 56).

рис. 38). Каковы возможные изменения соотношения областей питания и расхода для всего ледникового покрова, показывает табл. 81.

Зимние осадки и накопление снега уменьшаются вдоль острова с юга на север, и на карском склоне они меньше, чем на баренцевоморском. Изменение снегонакопления с высотой на леднике Шокальского (см. рис. 88), по-видимому, нельзя считать типичным для всего ледникового покрова, так как повышенные запасы снега на высотах 300—680 м, очевидно, обусловлены особенностями рельефа именно ледника Шокальского. Для ледникового покрова было принято увеличение снегонакопления с высотой по сглаженным кривым (см. рис. 89).

Таяние также уменьшается вдоль острова с юга на север, но на западном и восточном склонах оно почти одно и то же. Средняя температура зимы на карском склоне значительно ниже, чем на баренцевоморском, а средняя температура лета отличается очень мало. Меньшее накопление снега при почти таком же таянии, очевидно, должно приводить к большему стаиванию льда (чистой абляции) на карском склоне по сравнению с баренцевоморским.

Расчетная высота фирновой линии принята, как и для ледника Шокальского, по ее наивысшему положению (в 1959 г.) и приведена в соответствие с картой П. А. Шумского (см. рис. 38). На карском склоне она лежит значительно выше, чем на баренцевоморском, где она почти совпадает с границей питания. Зона ледяного питания широко распространена лишь на карском склоне. Положение границ выделенных зон в известной мере условно. Однако благодаря схеме расчета, учитывающего снегонакопление по всей поверхности, а не только в области питания, несовпадение принятых границ с действительными не имеет решающего значения. Границы ледниковых зон проходят на высотах: 680 м — фирновая линия (она же граница питания) на баренцевоморском склоне, 750 м — фирновая линия на карском склоне и 700 м — граница питания на этом склоне. Они проходят почти на одной высоте по всему ледниковому покрову. Лишь на северной ледниковой шапке — крайней северо-восточной части покрова — фирновая линия (она же и граница питания) проходит на высоте 600 м. При таком положении границ ледниковых зон область аккумуляции занимает 6380 км² (в том числе 870 км² занимает зона ледяного питания на карском склоне), а область абляции — 13360 км²; вся поверхность ледникового покрова 19740 км². Ледниковый коэффициент равен 0,48, т. е. почти в два раза меньше, чем ледниковый коэффициент ледника Шокальского.

Схема расчета

1. Вся поверхность ледникового покрова разделена на три части: южную — 3730 км², среднюю — 13 740 км² и северную (Северная ледниковая шапка) — 2270 км². В каждой из этих частей отдельно рассматривается баренцевоморский и карский склоны. Средняя (главная) часть ледникового покрова протягивается на одно и то же расстояние (125 км) к северо-востоку и юго-западу от поперечника Русская Гавань — залив Благополучия.

2. Для западного склона средней части ледникового покрова на рис. 90 приведены расчетные кривые зависимости снегонакопления от средней температуры зимы (кривые 1, 3, 5 соответственно для области питания, верхней и нижней частей области стаивания).

3. Снегонакопление (на единицу площади) в области питания принято в среднем одинаковым для западного и восточного склонов. При этом предполагается, что некоторое уменьшение выпадающих осадков возмещается переносом снега ветрами западных румбов, господствующими на ледораздельном пространстве. Ниже по восточному склону снегонакопление равно 75 % такого же на западном склоне в соответствующей высотной зоне.

4. Снегонакопление на Северной ледниковой шапке принято равным 50 %, а в южной части покрова — 125 % снегонакопления соответствующего склона и высотной зоны средней части.

5. На западном склоне ледниковый покров разделен на те же высотные зоны, что и ледник Шокальского, т. е. область фирнового питания (выше 680 м, на Северной ледяной шапке выше 600 м), верхнюю часть области абляции (от 680 до 300 м) и нижнюю часть области абляции (ниже 300 м). На восточном склоне покров разделен на зону фирнового питания (выше 750 м), зону ледяного питания (между 750 и 700 м) и ту же верхнюю и нижнюю части области стаивания (между 700 и 300 м и ниже 300 м).

6. Таяние в зоне фирнового питания не принимается в расчет (талые воды вновь замерзают в толще фирна); в зоне ледяного питания абляция равна 50 % таяния, считая, что половина общего количества талых вод остается в этой зоне в виде наложенного льда; в области абляции талые воды стекают с ледника целиком (абляция равна таянию).

7. Таяние определяется по кривой зависимости от средней летней температуры (см. рис. 40, в), причем принимается в расчет температура соответствующей части и зоны ледникового покрова. Температура на уровне моря берется для средней части ледникового покрова по станции Русская Гавань, а для южной и северной частей в соответствии с горизонтальным градиентом между станциями побережья Новой Земли на 0,7° выше и на 1° ниже, чем в Русской Гавани. На западном и восточном склонах летняя температура для одних и тех же высот принимается одинаковой.

8. Изменение температуры с высотой принято по наблюдениям 1958 г. на профиле Русская Гавань (уровень моря) — Барьер Сомнений (300 м) — Ледораздельная (800 м). Температурный градиент (в среднем за июнь — август) между 0 и 300 м над ур. моря составляет 0,9° на 100 м, между 300 и 800 м — 0,5° на 100 м. Расчетная температура для каждой части ледникового покрова и каждой зоны определяется для высоты, делящей соответствующую зону на равновеликие части, лежащие выше и ниже ее. По гипсографической кривой такими высотами оказались: для зоны ледяного питания восточного склона — 725 м, для верхней части области абляции на западном склоне — 500 м, на восточном — 550 м, для нижней части области абляции — 200 м на обоих склонах.

Результаты расчета

Расчет баланса массы новоземельского ледникового покрова по изложенной схеме приведен в табл. 82. Такой расчет был сделан для нескольких лет (1932/33, 1944/45, 1949/50, 1954/55, 1957/58 и 1958/59 гг.).

Таблица 82

Расчеты баланса массы льда Новоземельского ледникового покрова за отдельные годы

А. Распределение площадей *

Часть покрова	Скл. и	Высота гра- ниц, м над ур. моря		Площади, км²							Леднико- вый коэф- фициент	Д-ля пло- щади пи- тания в общей площади	Расчетные высоты, м над ур. моря		
		фирно- вой	обла- сти пи- тания	области питания			области абляции			всего			области ледяного питания	верхней области абляции	нижней области абляции
				фирнового	ледяного	итого	верхней (выше 300 м)	нижней (ниже 300 м)	итого						
Северная шапка	Зап.	600	600	50	—	50	1387	292	1679	1729	0,03	0,03	—	500	200
	Вост.	—	—	—	—	—	540	—	540	540	0,00	0,00	—	550	—
Итого				50	—	50	1927	292	2219	2269	0,02	0,02			
Средняя часть покрова	Зап.	680	680	2713	—	2713	3428	892	4320	7033	0,63	0,39	—	500	200
	Вост.	750	700	1525	648	2173	3626	912	4538	6711	0,48	0,32	725	550	200
Итого				4238	648	4886	7054	1804	8858	13744	0,55	0,36			
Южная часть покрова	Зап.	680	680	625	—	625	860	200	1060	1685	0,59	0,37	—	500	200
	Вост.	750	700	600	225	825	1150	70	1220	2045	0,68	0,40	725	550	200
Итого				1225	225	1450	2010	270	2280	3730	0,64	0,39			
Весь покров				5513	873	6386	10991	2366	13357	19743	0,48	0,32			

* В главе II приведены данные о площадях ледников, полученные по картам более крупного масштаба. Они несколько отличаются от приведенных в этой таблице.

Т а б л и ц а 82 (продолжение)

Б. Снегонакопление (аккумуляция)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	10⁴ т	г/см²
1932/33 г.											
Северная шапка	Зап.	38	20	—	—	25	340	10	30	390	23
	Вост.	—	—	—	—	19	100	—	—	100	19
Итого		38	20	—	—	23	440	10	30	490	22
Средняя часть покрова	Зап.	68	1860	—	—	49	1680	21	190	3730	53
	Вост.	68	1040	70	450	36	1310	16	150	2950	44
Итого		68	2900	70	450	42	2990	19	340	6680	49
Южная часть покрова	Зап.	86	530	—	—	61	530	26	50	1110	66
	Вост.	86	510	87	190	46	530	20	10	1240	61
Итого		86	1040	87	190	53	1060	23	60	2350	63
Весь покров		72	3960	73	640	41	4490	18	430	9520	48
1944/45 г.											
Северная шапка	Зап.	52	30	—	—	37	510	15	40	580	34
	Вост.	—	—	—	—	28	150	—	—	150	28
Итого		52	30	—	—	34	660	15	40	730	32
Средняя часть покрова	Зап.	104	2840	—	—	74	2530	30	270	5640	80
	Вост.	104	1580	105	680	55	2000	22	200	4460	66
Итого		104	4420	105	680	64	4530	26	470	10100	74

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирногого		ледяного		верхняя		нижняя			
		г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	10⁴ т	г/см²
Южная часть покрова	Зап.	130	820	—	—	92	790	38	80	1690	100
	Вост.	130	780	131	300	69	790	29	20	1890	93
Итого		130	1600	131	300	79	1580	36	100	3580	96
Весь покров		110	6050	112	980	62	6770	25	610	14410	73
1949/50 г.											
Северная шапка	Зап.	34	20	—	—	25	350	11	30	400	23
	Вост.	—	—	—	—	19	110	—	—	110	20
Итого		34	20	—	—	24	460	11	30	510	22
Средняя часть покрова	Зап.	69	1870	—	—	50	1700	21	190	3760	53
	Вост.	69	1050	71	460	37	1340	16	150	3000	45
Итого		69	2920	71	460	43	3040	19	340	6760	49
Южная часть покрова	Зап.	86	540	—	—	62	540	26	50	1130	67
	Вост.	86	520	89	200	47	540	20	10	1270	62
Итого		86	1030	89	200	54	1080	23	60	2400	64
Весь покров		72	4000	75	660	42	4580	18	430	9870	49
1954/55 г.											
Северная шапка	Зап.	48	30	—	—	34	470	14	40	540	31
	Вост.	—	—	—	—	25	140	—	—	140	26
Итого		48	30	—	—	32	610	14	40	680	30

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		лёдяного		верхняя		нижняя			
		г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	10⁴ т	г/см²
Средняя часть покрова	Зап.	95	2560	—	—	67	2280	28	250	5090	72
	Вост.	95	1440	95	610	50	1800	21	190	4040	60
Итого		95	4000	95	610	58	4080	25	440	9130	67
Южная часть покрова	Зап.	118	740	—	—	83	720	35	70	1530	91
	Вост.	118	710	119	270	62	710	26	20	1710	84
Итого		118	1450	119	270	71	1430	33	90	3240	87
Весь покров		99	5430	100	880	53	6120	24	570	13050	67
1957/58 г.											
Северная шапка	Зап.	21	10	—	—	15	200	6	20	230	13
	Вост.	—	—	—	—	11	60	—	—	60	11
Итого		21	10	—	—	13	250	6	20	290	13
Средняя часть покрова	Зап.	41	1100	—	—	29	1010	12	110	2220	32
	Вост.	41	610	42	270	22	790	9	80	1750	26
Итого		41	1710	42	270	26	1800	11	190	3970	29
Южная часть покрова	Зап.	50	310	—	—	36	310	15	30	650	39
	Вост.	50	310	52	110	27	310	11	10	740	36
Итого		50	620	52	110	31	620	14	40	1390	37
Весь покров		42	2340	44	380	24	2680	11	250	5350	29

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т	10⁴ т	г.с.м²
1958/59 г.											
Северная шапка	Зап.	31	20	—	—	22	300	9	30	350	20
	Вост.	—	—	—	—	16	80	—	—	80	15
Итого		31	20	—	—	20	380	9	30	430	19
Средняя часть покрова	Зап.	61	1650	—	—	43	1480	18	160	3290	47
	Вост.	61	930	62	400	32	1170	13	120	2620	39
Итого		61	2580	62	400	38	2650	16	280	5910	43
Южная часть покрова	Зап.	76	480	—	—	55	470	22	40	990	59
	Вост.	76	490	78	180	41	470	16	10	1120	55
Итого		76	940	78	180	47	940	19	50	2110	57
Весь покров		64	3540	66	580	36	3970	15	360	8450	43
Среднее за 30 лет (1932/33—1961/62 гг.)											
Северная шапка	Зап.	39	20	—	—	27	380	12	40	440	25
	Вост.	—	—	—	—	20	110	—	—	110	20
Итого		39	20	—	—	25	490	12	40	550	24
Средняя часть покрова	Зап.	76	2070	—	—	55	1860	23	200	4130	59
	Вост.	76	1190	78	510	41	1470	17	150	3290	49
Итого		76	3230	78	510	47	3330	20	350	7420	54
Южная часть покрова	Зап.	95	590	—	—	69	600	29	60	1250	74
	Вост.	95	580	93	220	51	590	22	20	1410	69
Итого		95	1170	98	220	59	1190	28	80	2660	71
Весь покров		80	4420	84	730	46	5010	20	470	10630	54

Таблица 82 (продолжение)

В. Стаивание (абляция)

Часть покрова	Склон	Область ледяного питания				Область абляции						Всего	
		расчетная температура	абляция			верхняя			нижняя				
			таяние, г/см ²	сток		расчетная температура	стаивание		расчетная температура	стаивание			
				г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т	10 ⁴ т	г/см ²
1932/33 г.													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—3,4	27	380	—1,3	66	190	570	33
	Вост.	—	—	—	—	—3,6	24	130	—	—	—	130	24
Итого		—	—	—	—	—	26	510	—	66	190	700	31
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—2,3	46	1580	—0,3	95	850	2430	35
	Вост.	—3,4	27	14	90	—2,5	41	1480	—0,3	95	870	2440	36
Итого		—	—	14	90	—	43	3060	—	95	1720	4870	36
Южная часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—1,6	60	520	+0,4	124	250	770	46
	Вост.	—2,7	38	19	40	—1,8	56	650	+0,4	124	80	770	38
Итого		—	—	19	40	—	58	1170	—	124	330	1540	41
Весь покров		—	—	15	130	—	43	4740	—	93	2240	7110	36
1944/45 г.													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—2,4	44	610	—0,4	92	270	880	51
	Вост.	—	—	—	—	—2,6	40	220	—	—	—	220	41
Итого		—	—	—	—	—	43	830	—	92	270	1100	49
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—1,3	66	2260	+0,7	135	1210	3470	49
	Вост.	—2,4	44	22	140	—1,5	62	2240	+0,7	136	1240	3620	54
Итого		—	—	22	140	—	64	4500	—	133	2450	7090	52

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область ледяного питания				Область абляции						Всего	
		расчетная температура	абляция			верхняя			нижняя				
			таяние, г/см ²	сток		расчетная температура	стаивание		расчетная температура	стаивание			
				г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т	10 ⁴ т	г/см ²
Южная часть	Зап.	—	—	—	—	—0,5	88	760	+1,4	170	340	1100	65
	Вост.	—1,6	60	30	70	—0,7	80	920	+1,4	170	120	1110	64
Итого		—	—	30	70	—	84	1680	—	170	460	2210	59
Весь покров		—	—	24	210	—	64	7010	—	134	3180	10400	53

1949/50 г.

Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—3,5	26	360	—1,4	64	180	540	31
	Вост.	—	—	—	—	—3,7	22	120	—	—	—	121	22
Итого		—	—	—	—	—	25	480	—	64	180	660	29
Средняя часть по- крова	Зап.	—	—	—	—	—2,4	44	1510	—0,4	92	820	2330	33
	Вост.	—3,5	26	13	80	—2,6	40	1450	—0,4	92	840	2370	35
Итого		—	—	13	80	—	42	2960	—	92	1660	4700	35
Южная часть по- крова	Зап.	—	—	—	—	—1,7	58	500	+0,3	120	240	740	44
	Вост.	—2,8	36	18	40	—1,9	53	610	+0,3	120	80	730	36
Итого		—	—	18	40	—	55	1110	—	120	320	1470	39
Весь покров		—	—	14	120	—	42	4550	—	91	2160	6830	35

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область ледяного питания				Область абляции						Всего	
		расчетная температура	абляция			расчетная температура	верхняя		нижняя				
			таяние, г/см²	сток			таявание	таявание	расчетная температура	таявание			
				г/см²	10⁴ т					г/см²	10⁴ т	г/см²	10⁴ т
1954/55 г.													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—1,9	53	740	+0,1	110	320	1060	61
	Вост.	—	—	—	—	—2,1	48	260	—	—	—	260	48
Итого		—	—	—	—	—	52	1000	—	110	320	1320	58
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—0,8	78	2670	+1,1	156	1390	4060	58
	Вост.	—1,9	53	27	170	—1,0	72	2610	+1,1	156	1420	4200	63
Итого		—	—	27	170	—	75	5280	—	153	2810	8260	61
Южная часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—0,1	102	880	+1,8	196	390	1270	75
	Вост.	—1,5	62	31	70	—0,3	95	1090	+1,8	196	140	1300	64
Итого		—	—	31	70	—	98	1970	—	196	530	2570	69
Весь покров		—	—	28	240	—	75	8250	—	154	3660	12150	62
1957/58 г.													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—3,0	33	460	—0,9	75	220	680	39
	Вост.	—	—	—	—	—3,2	30	160	—	—	—	160	30
Итого		—	—	—	—	—	31	620	—	75	220	840	37
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—1,9	53	1820	+0,1	110	980	2800	40
	Вост.	—3,0	33	17	110	—2,1	48	1740	+0,1	110	1000	2850	42
Итого		—	—	17	110	—	51	3560	—	110	1980	5650	41

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область ледяного питания				Область абляции						Всего	
		расчетная температура	абляция			верхняя			нижняя				
			таяние, г/см ²	сток		расчетная температура	стаивание		расчетная температура	стаивание			
				г/см ²	10 ⁶ т		г/см ²	10 ⁶ т		г/см ²	10 ⁶ т	10 ⁶ т	г/см ²
Южная часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—1,1	70	600	+0,8	141	280	880	52
	Вост.	—2,2	47	24	50	—1,3	66	760	+0,8	141	100	910	45
Итого		—	—	24	50	—	68	1360	—	141	380	1790	48
Весь покров		—	—	19	160	—	51	5540	—	109	2580	8280	42
1958/59 г.													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—0,4	92	1280	+1,5	178	520	1800	104
	Вост.	—	—	—	—	—0,6	84	450	—	—	—	450	83
Итого		—	—	—	—	—	89	1730	—	178	520	2250	100
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	+0,6	132	4520	+2,5	240	2140	6660	95
	Вост.	—0,4	92	46	300	+0,4	124	4490	+2,5	240	2190	6980	104
Итого		—	—	46	300	—	128	9010	—	240	4330	13640	100
Южная часть покрова	Зап.	—	—	—	—	+1,4	170	1460	+3,3	304	600	2060	122
	Вост.	+0,3	120	60	140	+1,2	160	1840	+3,3	304	210	2190	107
Итого		—	—	60	140	—	164	3300	—	304	810	4250	114
Весь покров		—	—	50	440	—	128	14040	—	237	5660	20140	103
Среднее за 30 лет (1932/33—1961/62 гг.)													
Северная шапка	Зап.	—	—	—	—	—2,1	48	670	—0,1	102	300	970	56
	Вост.	—	—	—	—	—2,3	46	250	—	—	—	250	46
Итого		—	—	—	—	—	48	920	—	102	300	1220	54

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область ледяного питания				Область абляции						Всего	
		расчетная температура	абляция			верхняя			нижняя				
			таяние, г/см ²	сток		расчетная температура	стаивание		расчетная температура	стаивание			
				г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т		г/см ²	10 ⁴ т	10 ⁴ т	г/см ²
Средняя часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—1,0	72	2470	+0,9	146	1300	3770	54
	Вост.	—2,1	48	24	160	—1,2	68	2460	+0,9	146	1330	3950	59
Итого		—	—	24	160	—	70	4930	—	146	2630	7720	57
Южная часть покрова	Зап.	—	—	—	—	—0,3	95	820	+1,6	184	370	1190	70
	Вост.	—1,4	64	32	70	—0,5	88	1010	+1,6	184	130	1210	59
Итого		—	—	32	70	—	91	1830	—	184	500	2400	64
Весь покров		—	—	26	230	—	70	7680	—	145	3430	11340	57

Г. Чистая аккумуляция (+) или абляция (—)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	г/см ²	10 ⁴ т	10 ⁴ т	г/см ²

1932/33 г.

Северная шапка	Зап.	+20	+34	—	—	—30	—2	—56	—160	—170	—10
	Вост.	—	—	—	—	—30	—6	—	—	—30	—6
Итого		+20	+34	—	—	—60	—3	—56	—160	—200	—9

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²
Средняя часть покрова	Зап.	+1860	+68	—	—	+110	+3	—660	—74	+1310	+19
	Вост.	+1040	+68	+360	+56	—190	—5	—720	—79	+490	+7
Итого		+2900	+68	+360	+56	—80	—1	—1380	—76	+1800	+13
Южная часть покрова	Зап.	+530	+86	—	—	+10	+1	—200	—98	+340	+20
	Вост.	+510	+86	+150	+68	—120	—10	—70	—104	+470	+23
Итого		+1040	+86	+150	+68	—110	—5	—270	—100	+810	+22
Весь покров		+3960	+72	+510	+58	—250	—2	—1810	—76	+2410	+12
1944/45 г.											
Северная шапка	Зап.	+30	+52	—	—	—100	—7	—230	—77	—300	—17
	Вост.	—	—	—	—	—60	—12	—	—	—60	—11
Итого		+30	+52	—	—	—160	—8	—230	—77	—360	—16
Средняя часть покрова	Зап.	+2840	+104	—	—	+270	+8	—940	—106	+2170	+31
	Вост.	+1580	+104	+540	+83	—250	—7	—1040	—114	+830	+13
Итого		+4420	+104	+540	+83	+20	0	—1980	—110	+3000	+22
Южная часть покрова	Зап.	+820	+130	—	—	+30	+4	—260	—132	+590	+35
	Вост.	+780	+130	+230	+101	—130	—1	—100	—141	+780	+38
Итого		+1600	+130	+230	+101	—100	—0	—360	—135	+1370	+37
Весь покров		+6050	+110	+770	+88	—240	—2	—2570	—108	+4010	+20

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²
1949/50 г.											
Северная шапка	Зап.	+20	+34	—	—	—10	—1	—150	—53	—140	—8
	Вост.	—	—	—	—	—20	—3	—	—	—20	—4
Итого		+20	+34	—	—	—30	—2	—150	—53	—160	—7
Средняя часть покрова	Зап.	+1870	+69	—	—	+210	+6	—630	—71	+1450	+21
	Вост.	+1050	+69	+380	+58	—110	—3	—690	—76	+630	+9
Итого		+2920	+69	+380	+58	+100	+1	—1320	—73	+2080	+15
Южная часть покрова	Зап.	+540	+86	—	—	+30	+4	—190	—94	+380	+23
	Вост.	+520	+86	+160	+71	—70	—6	—70	—100	+540	+26
Итого		+1060	+86	+160	+71	—40	—2	—260	—96	+920	+25
Весь покров		+4000	+72	+540	+62	+30	0	—1730	—73	+2840	+14
1954/55 г.											
Северная шапка	Зап. ●	+30	+48	—	—	—260	—19	—280	—96	—510	—29
	Вост.	—	—	—	—	—120	—23	—	—	—120	—22
Итого		+30	+48	—	—	—380	—20	—280	—96	—630	—28
Средняя часть покрова	Зап.	+2560	+95	—	—	—390	—11	—1140	—128	+1030	+15
	Вост.	+1440	+95	+440	+68	—810	—22	—1230	—135	—160	—2
Итого		+4000	+95	+440	+68	—1200	—17	—2370	—131	+870	+6

Таблица 82 (продолжение)

Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²	10 ⁴ т	г/см ²
Южная часть покрова	Зап.	+740	+118	—	—	—160	—19	—320	—161	+260	+15
	Вост.	+710	+118	+200	+88	—390	—33	—120	—170	+400	+19
Итого		+1450	+118	+200	+88	—550	—27	—440	—164	+660	+18
Весь покров		+5480	+99	+640	+73	—2130	—20	—3090	—129	+900	+4

1957/58 г.

Северная шапка	Зап.	+10	+21	—	—	—250	—18	—200	—69	—440	—25
	Вост.	—	—	—	—	—100	—19	—	—	—100	—19
Итого		+10	+21	—	—	—350	—18	—200	—69	—540	—24
Средняя часть покрова	Зап.	+1100	+41	—	—	—820	—24	—870	—98	—590	—8
	Вост.	+610	+41	+160	+25	—950	—26	—920	—101	—1100	—16
Итого		+1710	+41	+160	+25	—1770	—25	—1790	—99	—1690	—12
Южная часть покрова	Зап.	+310	+50	—	—	—290	—34	—250	—126	—230	—14
	Вост.	+310	+50	+60	+28	—450	—39	—90	—130	—170	—8
Итого		+620	+50	+60	+28	—740	—37	—340	—127	—400	—11
Весь покров		+2340	+42	+220	+26	—2860	—26	—2330	—98	—2630	—13

Таблица 82 (окончание)

Таблица 82 (окончание)											
Часть покрова	Склон	Область питания				Область абляции				Всего	
		фирнового		ледяного		верхняя		нижняя			
		10° т	в/см²	10° т	в/см²	10° т	в/см²	10° т	в/см²	10° т	в/см²
1958/59 г.											
Северная шапка	Зап.	+20	+31	—	—	—970	—70	—490	—169	—1440	—83
	Вост.	—	—	—	—	—370	—68	—	—	—370	—69
Итого		+20	+31	—	—	—1340	—69	—490	—169	—1810	—80
Средняя часть покрова	Зап.	+1650	+61	—	—	—3040	—89	—1980	—222	—3370	—48
	Вост.	+930	+61	+100	+16	—3330	—92	—2070	—227	—4370	—65
Итого		+2580	+61	+100	+16	—6370	—90	—4050	—225	—7740	—57
Южная часть покрова	Зап.	+480	+76	—	—	—990	—115	—560	—282	—1070	—63
	Вост.	+460	+76	+40	+18	—1370	—119	—200	—288	—1070	—52
Итого		+940	+76	+40	+18	—2360	—117	—760	—284	—2140	—57
Весь покров		+3540	+64	+140	+16	—10070	—93	—5300	—223	—11690	—60
Среднее за 30 лет (1932/33—1961/62 гг.)											
Северная шапка	Зап.	+20	+39	—	—	—290	—21	—260	—90	—530	—31
	Вост.	—	—	—	—	—140	—26	—	—	—140	—26
Итого		+20	+39	—	—	—430	—22	—260	—90	—670	—30
Средняя часть покрова	Зап.	+2070	+76	—	—	—590	—17	—1100	—123	+380	+5
	Вост.	+1160	+76	+350	+54	—990	—27	—1180	—129	—660	—10
Итого		+3230	+76	+350	+54	—1580	—22	—2280	—127	—280	—2
Южная часть покрова	Зап.	+590	+95	—	—	—220	—26	—310	—155	+60	+4
	Вост.	+580	+95	+150	+66	—440	—37	—110	—162	+180	+9
Итого		+1170	+95	+150	+66	—660	—33	—420	—157	+240	+6
Весь покров		+4420	+80	+500	+57	—2670	—24	—2960	—125	—710	—3

Суммарные величины снегонакопления и стаивания для всего ледникового покрова, отнесенные к единице площади в $г/см^2$, были сопоставлены соответственно со средней температурой зимы (с сентября по май) и лета (с июня по август) (рис. 92) и по этим кривым определены снегонакопление, стаивание и их разность (сальдо баланса) за каждый год (с 1896/97 по 1961/62 г.). Они приведены в табл. 83 и показаны на рис. 91. Как и для ледника Шокальского (см. рис. 91, б), не учитывается расход льда на айсберги. Послед-

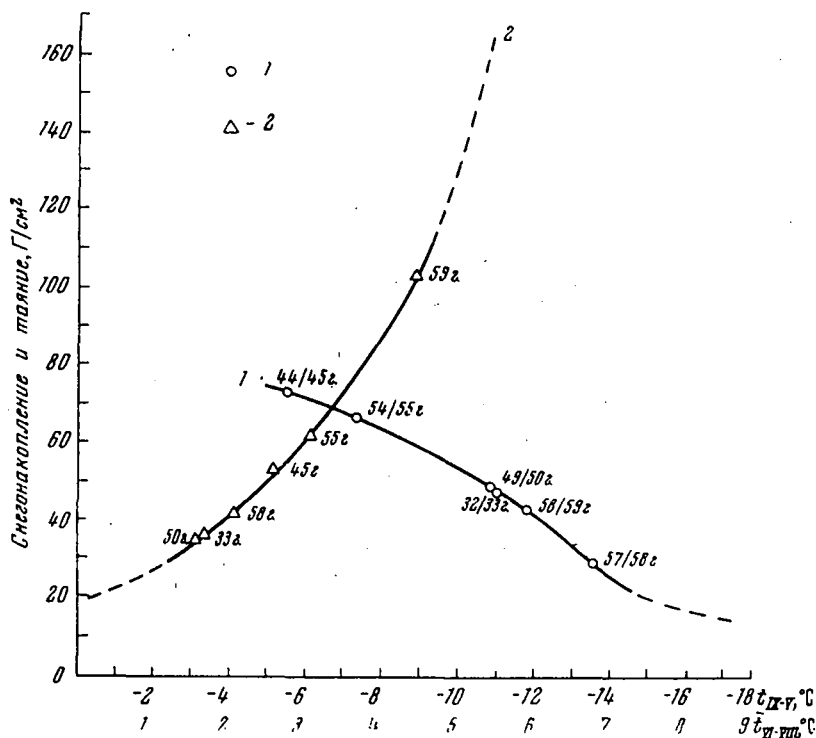


Рис. 92. Средние по всей поверхности Новоземельского ледникового покрова величины снегонакопления и стаивания ($г/см^2$) в зависимости от средних ежегодных значений температуры зимы (сентябрь — май) и лета (июнь — август) соответственно, по наблюдениям в Русской Гавани

1 — снегонакопление; 2 — стаивание

ний можно оценить лишь средней приближенной величиной за последние два десятка лет.

Сравнение данных съемок берегов Новой Земли середины 30-х и 50-х годов текущего столетия показывает, что края выводных ледников западного берега Новой Земли (в пределах ледникового покрова Северного острова) сократились на $186 км^2$. Принимая толщину льда у края ледников равной $100 м$, получим объем сокращения за 20 лет равным $18,6 км^3$ льда, т. е. в среднем по $0,9 км^3$ льда или приблизительно $0,8 км^3$ воды в год. Сокращение края выводных ледников восточного берега не установлено из-за отсутствия данных. Однако можно думать, что на карской стороне край льда оставался почти неизменным.

Длина ледяных берегов в пределах ледникового покрова равна на западной стороне $120 км$, на восточной $70 км$ (см. табл. 7). Почти все они приходятся на обрывы в море (фронты) выводных ледников. Толщину края можно принять равной $100 м$. Средняя скорость движения льда ледника Шокальского равна приблизительно $80 м/год$ (см. главу IX). Если такой же принять скорость движения и остальных ледников, то общий расход льда всех выводных ледников окажется равным $190 \cdot 0,1 \cdot 0,08 \cdot 0,9 = 1,4 км^3$ воды/год;

Баланс массы льда Новоземельского ледникового покрова

Г о д ы	\bar{t}_{IX-V}	Аккумуляция, г/см ²	$\bar{t}_{VI-VIII}$	Абляция, г/см ²	Сальдо баланса, г/см ²
1896/97	-11,0	48	2,2	44	+4
1897/98	-12,2	40	2,6	52	-12
1898/99	-14,9	21	0,8	25	-4
1899/1900	-11,2	47	2,1	43	+4
1901/02	-17,2	15	1,3	30	-15
1902/03	-15,5	18	0,9	26	-8
1903/04	-10,8	50	3,6	75	-25
1904/05	-10,9	49	2,0	41	+8
1905/06	-12,5	38	1,8	38	0
1906/07	-8,1	63	2,9	58	+5
1907/08	-11,1	48	2,5	50	-2
1908/09	-13,5	30	2,7	54	-24
1909/10	-11,8	44	1,7	36	+8
1911/12	-16,0	17	0,0	20	-3
1912/13	-12,3	40	0,9	26	+14
1913/14	-14,9	21	1,2	29	-8
1914/15	-10,6	51	5,5	165	-114
1915/16	-15,5	18	1,4	32	-14
Средние за 18 лет по температуре*	-12,8	35	2,0	41	-6
как медианы ряда		38		40	-4
как средние арифметические		37		46**	-9*
1921/22	-10,6	51	6,1	210	-159
1922/23	-9,6	56	3,3	67	-11
1923/24	-9,1	58	3,3	67	-9
1924/25	-9,8	55	0,9	26	+29
1925/26	-12,5	38	1,4	32	+6
1926/27	-11,8	44	2,5	50	-6
1927/28	-11,3	47	2,9	58	-11
1928/29	-12,8	35	1,8	38	-3
1929/30	-10,4	52	2,5	50	+2
1930/31	-9,8	55	3,0	60	-5
1931/32	-10,0	54	2,1	43	+11
Средние за 11 лет: по температуре	-10,7	50	2,7	54	-4
как медианы ряда		52		50	-5
как средние арифметические		50		64***	-14***

* Т. е. подсчитанные по значениям средней зимней и средней летней температуры.

** Если подсчитать средние арифметические величины за 17 лет (без 1914/15 г.), то получим, соответственно, 40 и -3, т. е. величины, близкие к медианным значениям.

*** Подсчитывая средние за 10 лет (без 1921/22 г.), получим, соответственно, 49 и 1.

Таблица 83 (окончание)

Годы	\bar{t}_{IX-V}	Аккумуляция, в°см²	$\bar{t}_{VI-VIII}$	Абляция, в°см²	Сальдо баланса, в°см²
1932/33	-11,0	48	1,7	36	+12
1933/34	-9,8	55	2,3	46	+9
1934/35	-10,6	51	2,9	58	-7
1935/36	-10,4	52	2,6	52	0
1936/37	-6,9	68	2,8	56	+12
1937/38	-6,6	69	3,0	60	+9
1938/39	-10,8	50	2,6	52	-2
1939/40	-11,4	46	3,7	78	-32
1940/41	-11,4	46	2,8	56	-10
1941/42	-9,9	54	3,4	70	-16
1942/43	-10,2	53	4,7	112	-59
1943/44	-7,4	66	2,4	48	+18
1944/45	-5,6	73	2,6	53	+20
1945/46	-10,8	50	1,7	36	+14
1946/47	-10,1	53	2,1	43	+10
1947/48	-10,5	51	1,8	38	+13
1948/49	-10,8	50	1,7	36	+14
1949/50	-10,9	49	1,6	35	+14
1950/51	-8,8	60	2,3	46	+14
1951/52	-10,3	52	2,3	46	+6
1952/53	-10,3	52	3,1	62	-10
1953/54	-7,7	65	4,1	90	-25
1954/55	-7,4	66	3,1	62	+4
1955/56	-10,1	53	3,5	72	-19
1956/57	-10,2	53	3,5	72	-19
1957/58	-13,6	29	2,1	42	-13
1958/59	-11,9	43	4,5	103	-60
1959/60	-11,1	48	3,3	67	-19
1960/61	-11,0	48	4,7	112	-64
1961/62	-12,7	36	2,9	58	-22
Средние за 30 лет:					
по температуре	-10,0	54	2,9	57	-3
как медианы ряда		52		57	-2
как средние арифметические		53		59	-6

полный расход льда Новоземельского ледникового покрова в среднем за 20 лет (с учетом отступления края) будет равен $0,8 + 1,4 = 2,2 \text{ км}^3 \text{ воды/год}$, или округленно $2,0 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. на единицу всей поверхности покрова 10 г/см^2 в год. Эта величина составляет 17,5 % средней величины стаивания (57 г/см^2) за последние 30 лет.

Средняя годовая величина снегонакопления за эти 30 лет (по табл. 83) равна 54 г/см^2 , средняя величина стаивания 57 г/см^2 , а всего расхода вместе с откалыванием айсбергов 67 г/см^2 , и, следовательно, среднее превышение расхода над приходом (отрицательное сальдо баланса) равно 13 г/см^2 .

Сравнение с ранее опубликованными расчетами и оценка точности

По подсчетам баланса массы льда, выполненным ранее [216, 219, 245], были получены результаты, мало отличающиеся от приведенных выше и лежащие в пределах вероятных ошибок. Если принять ошибки теми же (в величинах, отнесенных к единице площади), какие были приняты для ледника Шокальского, т. е. $\pm 10 \text{ г/см}^2$ для снегонакопления и стаивания и $\pm 20 \text{ г/см}^2$ для их разности (величины сальдо баланса), то получим вероятные пределы значений величин прихода и расхода массы льда Новоземельского ледникового покрова, приведенные в табл. 84.

Таблица 84

Значения ежегодного прихода (+) или расхода (—)
массы ледникового покрова, г/см^2

Годы	Вероятные значения по принятой расчетной схеме		По данным работ	
			[219, 245]	[216]
1897—1916	—16	± 20	—7	—13
1922—1932	—14	± 20	—17	—
1933—1962	—13	± 20	—15	—17

В величину расхода льда входит расход на откалывание айсбергов, принятый постоянным и равным 10 г/см^2 .

Ранее опубликованные расчеты были выполнены по упрощенной схеме. Весь ледниковый покров рассматривался в целом. Было принято, что среднее снегонакопление и таяние на единицу площади по всей его поверхности такое же, как и на леднике Шокальского. Как и для ледника Шокальского, снегонакопление в области абляции не учитывалось и принималось, что средняя температура лета определяет чистую абляцию. В расчете, приведенном выше, приняты во внимание различия в условиях снегонакопления и таяния в разных частях ледникового покрова и различия в чистой абляции в разные годы, вызванные как интенсивностью таяния данного года, так и количеством снега, выпавшим в предшествующую зиму.

Итоги выполненных расчетов

Сопоставим полученные результаты подсчета баланса массы ледника Шокальского и всего Новоземельского ледникового покрова в среднем за многолетние периоды: 1897—1916 гг. (до потепления Арктики), 1922—1932 гг. (з. начале потепления Арктики до 2-го МПГ) и 1933—1962 гг. (за последние 30 лет, включающих годы исследований 2-го МПГ и МПГ). Полученные данные приведены в табл. 85 и позволяют сделать следующие выводы.

1. Снегонакопление на леднике Шокальского (на единицу площади) больше, чем в среднем на всем ледниковом покрове. Это объясняется аномально большой областью питания, расположением ледника на западном склоне по-

Баланс массы ледника Шокальского и всего Новоземельского ледникового покрова, средняя величина на единицу всей поверхности (в $г/см^2 \cdot год$)

Статьи баланса	Ледник Шокальского			Новоземельский ледниковый покров		
	1897—1916	1922—1932	1933—1962	1897—1916	1922—1932	1933—1962
Снегонакопление	50 ± 10	71 ± 10	77 ± 10	35 ± 10	50 ± 10	54 ± 10
Стаивание	32 ± 10	41 ± 10	45 ± 10	41 ± 10	54 ± 10	57 ± 10
Расход льда на айсберги . .	3	3	3	10	10	10
Чистый приход (+) или расход (—)	$+15 \pm 20$	$+27 \pm 20$	$+29 \pm 20$	-16 ± 20	-14 ± 20	-13 ± 20

крова (получающем больше осадков) и условиями рельефа (способствующими накоплению снега на высотах 300—700 м).

2. Стаивание на леднике Шокальского меньше, чем в среднем на всем покрове, из-за относительно меньшей величины области абляции. Относительно меньше и расход льда на айсберги.

3. Благодаря большому снегонакоплению и меньшему стаиванию, приход массы ледника Шокальского в течение всех рассмотренных лет превышал расход, тогда как приход массы всего Новоземельского ледникового покрова за то же время был меньше расхода.

4. Условия питания новоземельского оледенения улучшились в 30-х, 40-х и начале 50-х годов и ухудшились с конца 50-х годов. Это улучшение было связано с увеличением снежности зим. В то же время уровень летней температуры был близким к норме.

5. Решающее значение в расходе льда на Новой Земле имеет его стаивание. Стеkanie льда в море и откалывание айсбергов невелико и достигает лишь 15—20% величины стаивания.

Эти выводы, сделанные на основании балансовых расчетов, подтверждаются сравнением старых и новых съемок. Помимо уже упоминавшегося сокращения края льда, спускающегося в море, для нескольких выводных ледников удалось установить снижение их поверхности. За 19 лет (с 1933 до 1952 г.) объем Новоземельского ледникового покрова уменьшился за счет сокращения края и понижения поверхности приблизительно на $70 км^3$, или по $3,6 км^3$ льда ($3,2 км^3$ воды) в год (см. главу XI).

По балансовым расчетам средняя величина убыли массы Новоземельского покрова за последние 30 лет составляет $2,6 км^3$ воды в год. Учитывая ошибки расчетов, можно сказать, что величины годовой убыли льда, полученные двумя способами, подтверждают друг друга.

Кроме того, сравнение тех же съемок показывает, что ледник Шокальского, один из 11 ледников, по которым можно было провести это сравнение, за те же 19 лет повысил поверхность на величину порядка 50 м (при почти неизменном положении фронта). Увеличение объема ледника Шокальского подтверждается балансовыми расчетами.

Этому противоречат признаки сокращения ледника у краев (боковые моренные валы, подмывание ледника краевыми речками Неожиданной и Правой), недавний спуск приледниковых озер и т. п. Но такое противоречие лишь кажущееся. Интенсивное таяние льда у края может, очевидно, наблюдаться одновременно с увеличением объема льда в его срединной части. Устойчивое же положение фронта одного выводного ледника, наблюдающееся на фоне общего сокращения оледенения, свидетельствует об увеличении его массы.

Глава XIII

МЕСТО ОЛЕДЕНЕНИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ СРЕДИ ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

В этой главе рассматриваются ледниковые районы, окружающие Баренцево и Карское моря: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Урал и Северная Земля (рис. 93). Двойной остров Новой Земли, вытянутый почти на тысячу километров с юго-запада на северо-восток, отделяет одно море от другого. Орографически он является продолжением Уральско-го хребта и, так же как и Урал, создает преграду потоку теплого и влажного атлантического воздуха и служит естественным климатическим рубежом между морями к западу и востоку от него. Теплые морские течения (северные ветви Гольфстрима) также омывают только западные берега Новой Земли, почти не проникая в Карское море.

Характер оледенения Новой Земли изменяется с юга на север от перелетывающих и многолетних снежников и малых ледников до сплошного ледникового покрова, проходя промежуточные формы горных ледников и переходного оледенения от горного к покровному — шпицбергенского типа (по А. Е. Норденшельду) или сетчатого (по П. А. Шумскому). Малые навесные ледники на подветренных склонах и в карах, исчезая в южной равнинной части Новой Земли, вновь появляются в горах Полярного и Приполярного Урала между 68 и 64° с. ш.

МОРФОЛОГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Ледниковые покровы Новой Земли и соседних архипелагов составляют большой район покровных оледенений северо-восточной Атлантики площадью более 100 тыс. км² и объемом около 20 тыс. км³.

Новая Земля по размерам оледенения занимает среди них второе место, а по массе льда в одном сплошном массиве, не разделенном участками свободной ото льда суши или моря, является самым большим (табл. 86). Наибольший сплошной покров на Шпицбергене — Восточный и Южный Лед на Северо-Восточной Земле — меньше по площади в 2,4 раза, а по объему почти в 2 раза, чем Новоземельский. Остальные ледниковые покровы еще более раздроблены.

Сплошной ледяной покров на Новой Земле занимает 85% площади ее оледенения. Остальная масса льда, не более 15% по площади и, вероятно, около 7% по объему, примыкает к нему с юга, дробясь на более мелкие части вплоть до полного исчезновения ледников в равнинной южной части Южного острова. Ледораздел покрова, вытянутого почти в меридиональном направлении, смещен к востоку, и площадь оледенения западного склона превышает таковую на восточном склоне; оледенение имеет западную асимметрию. Высота поверхности ледникового покрова достигает в средней части щита 900 м над ур. моря. На Северной ледниковой шапке высота поверхности меньше — до 600 м, а на юге в области переходного оледенения от покрова к горным ледникам местами превышает 1000 м. Длина ледяных берегов на Новой Зем-

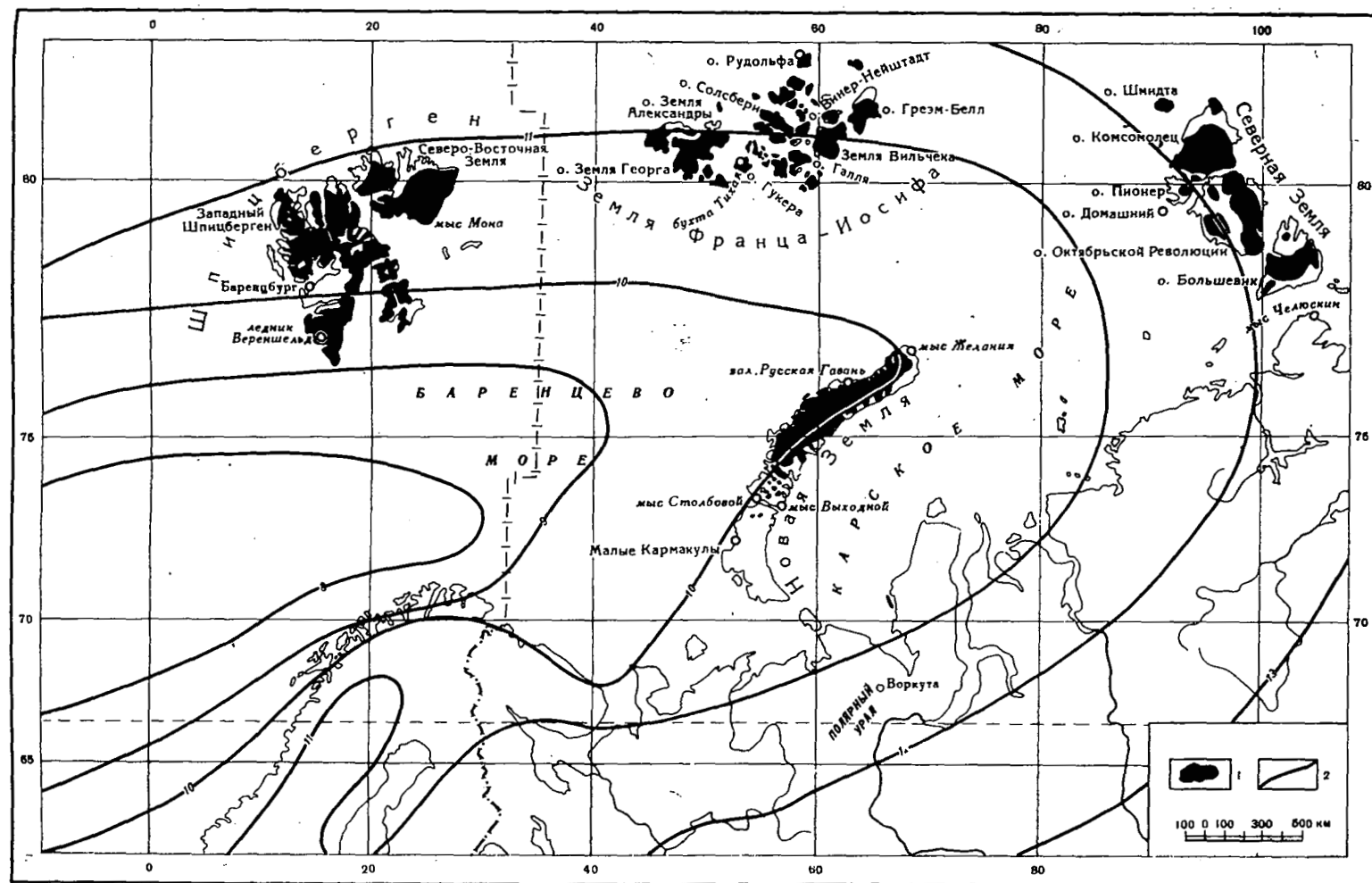


Рис. 93. Карта современного оледенения Северо-Восточной Атлантики и изобары среднего давления
 1 — ледниковые покровы; 2 — изобары [146] через 1 мб (обозначены числом мб сверх тысячи)

Таблица 86

Размеры оледенений Новой Земли и соседних ледниковых районов

Ледниковый район	Общие размеры оледенения				Наибольший сплошной покров льда				Источник сведений
	площадь, км²	сбъем льда, км³	средняя толщина льда, м	отношение площади, покрытой льдом, к общей площади суши, %	название покрова	площадь, км²	объем, км³	средняя толщина, м	
Шпицберген	57200	(10000)	(170)	82	Восточный и Южный Лед, Северо-Восточная Земля	8250	(3300)	(400)	[262, 266]
в том числе:									
Северо-Восточная Земля	11070	(3800)	(340)	77	Восточный и Южный Лед . . .	8250	(3300)	(400)	[250, 262]
Земля Франца-Иосифа . . .	13920	(1300)	(100)	86	Остров Земля Георга	2250	?	?	[28, 47]
Новая Земля	24300	(6800)	(280)	43 *	Ледниковый покров Северного острова	19740	(6000)	(300)	
Северная Земля	17470	(1560)	(90)	48	Купол Академии наук	5450	?	?	[194, 228]
в том числе:									
Остров Комсомолец . . .	5900	?	?	64	Купол Академии наук	5450	?	?	
Остров Октябрьской Революции	7580	?	?	54	Купол Карпинского	2300	?	?	
Остров Большевик . . .	3320	?	?	29	Ледник Ленинградский	2730	?	?	
Полярный и Приполярный Урал	28,7	(1)	(30)	0,7 **	Ледник ИГАН	1,25	(0,05)	(40)	[201]

* За общую площадь района оледенения принята площадь Северного острова вместе с северной частью Южного до черты распространения горного оледенения (приблизительно 57 000 км²).

** За общую площадь района оледенения принята площадь полосы шириной в 20 км и длиной 200 км, где расположены ледники в горах Полярного Урала.

ле (фронты выводных ледников) около 200 км, в том числе 120 км приходится на выводные ледники, спускающиеся в Баренцево море.

Шпицберген относится к ледниковым районам, которым посвящено очень много работ. Оледенение не одинаково в разных частях архипелага, особенно на Западном Шпицбергене. Здесь оно носит переходный характер от покровного к горному. Обширные фирновые поля на ледяных плато с выводными ледниками, покрывающие большую часть страны, разрываются горными вершинами и хребтами, свободными ото льда. Общая площадь ледников и фирновых полей Западного Шпицбергена превышает 45 000 км², что почти в два раза больше площади всего оледенения Новой Земли. На Новой Земле ледники такого типа, примыкающие к сплошному ледниковому покрову с юга, занимают 3150 км², т. е. составляют меньше одной шестой части площади ее оледенения. Ледяные поля Западного Шпицбергена во многих местах поднимаются до 1000 м и более над ур. моря, достигая в северо-восточной части острова (Ny Friesland) более 1500 м.

Северо-восточная часть Шпицбергена — Северо-Восточная Земля — более однообразна по характеру и режиму оледенения. Опубликованные результаты исследований позволяют составить о нем довольно полное представление.

В результате исследований Шведско-норвежской экспедиции летом 1931 г. были выяснены общая морфология и характер оледенения и получены сведения о снегонакоплении, абляции, положении фирновой линии; названы три главные части ледникового покрова: Западный, Восточный и Южный Лёд [238]. Исследования были продолжены экспедицией Оксфордского университета в 1935/36 г. [249]. Эта экспедиция, помимо топографической съемки и гляциологических маршрутов, провела систематические наблюдения на станциях, в том числе во внутренней части Западного Льда на высоте 530 м над ур. моря [250, 251]. В 1957/58 г. на Северо-Восточной Земле работала по программе МГГ Шведская экспедиция [262].

Основная масса льда Северо-Восточной Земли образует несколько ледниковых покровов округлой формы. Западный Лед (West Ice, Vestfonna, 2560 км²) обособлен. Между ним и Восточным Льдом проходит полоса не покрытой льдом суши. Восточный Лед (East Ice, Austfonna) и Южный Лед (South Ice, Sørfonna), с примыкающим к последнему на юго-западе небольшим куполом Вега (Vega Ice, Vegafonna), составляют вместе один ледниковый покров (8250 км²). Они разделяются между собой понижениями ледяной поверхности.

Южный край Западного Льда достигает моря, местами отступая от него. Южный край Южного и восточный край Восточного Льда спускаются в море почти на всем протяжении. На севере и западе в море выходят лишь несколько выводных ледников, оставляя большие участки суши свободными. Ледяные купола Северо-Восточной Земли поднимаются выше 600 (Западный и Южный Лед) и 700 м (Восточный Лед) над ур. моря.

Земля Франца-Иосифа представляет собой архипелаг больших, малых и мельчайших островов (285 по последним данным), 86,5% поверхности которых занято ледниковыми покровами. Последние находятся на 55 больших островах, на 8 малых имеются лишь снежники, а на 222 мелких и мельчайших из островов ледников нет совсем [28]. Доля поверхности архипелага, занятая льдом, или интенсивность оледенения, очень большая, но размеры отдельных массивов льда относительно невелики. Они меньше, чем на Северо-Восточной Земле и Северной Земле, не говоря уже о Новоземельском ледниковом покрове. Только этот последний по площади превышает все оледенение Земли Франца-Иосифа, а по объему превосходит его почти в пять раз (см. табл. 86).

Длина ледяных берегов на островах архипелага Земли Франца-Иосифа очень велика. Из 4500 км береговой линии они занимают 2650 км, или 59% общей длины берегов. Из них 1080 км падает на малоподвижные края ледниковых покровов, а 1570 км занимают обрывы в море (фронты) выводных

ледников [28]. Высота ледяных куполов достигает 620 м (о. Винер-Нейштадт), но многие не превышают 400 м. Более высокие купола находятся на юго-востоке.

Раздробленные по отдельным островам ледниковые покровы делятся на простые и сложные [46]. Первые представляют собой округлые ледяные шапки с ровной поверхностью и медленным движением льда, лишенные явно выраженных выводных ледников. Края ледяных шапок частью лежат на суше, частью же на большом протяжении образуют ледяные берега. Сложные ледниковые покровы включают, кроме ледяных куполов, бассейны истечения льда и выводные ледники. Кроме этих двух типов покровов, М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке [46] выделяют вторично-простые покровы, образовавшиеся в результате утоньшения льда, замедления его движения и отмирания выводных ледников сложных ледниковых покровов.

Оледенение архипелага в целом и на каждом острове в отдельности, как правило, смещено к юго-востоку. В этом же направлении изменяются и типы покровов. Простые преобладают в восточной части архипелага, сложные — в центральной, а вторично-простые характерны для западной части [46]. Подобная же асимметрия наблюдается на Шпицбергене, где наибольшие ледниковые покровы занимают Северо-Восточную Землю и особенно ее юго-восточную часть.

Северная Земля состоит из трех больших островов — Комсомолец, Октябрьской Революции и Большевик и двух меньших — Шмидта и Пионер (не считая нескольких мелких). Наибольший массив льда — купол Академии наук — занимает большую часть самого северного из островов архипелага — остров Комсомолец. На среднем — острове Октябрьской Революции — в восточной его половине лежат три ледниковых купола, соединяющихся друг с другом, — Русанова, Карпинского и Университетский. Их общая площадь лишь немногим меньше площади купола Академии наук. С восточной стороны они местами спускаются в море. Купола Русанова и Карпинского разделены глубоко врезаным в сушу заливом — фиордом Матусевича. Лед спускается в него с обоих куполов, образуя небольшой шельфовый ледник [193]. На самом южном — острове Большевик — почти по его середине располагается вытянутый с запада на восток ледниковый покров — ледник Ленинградский. Кроме того, отдельно лежат несколько меньших ледников.

Оледенение этого острова по характеру приближается к шпицбергенскому, но занимает оно, в отличие от последнего, небольшую долю поверхности острова (29%). Высота поверхности больших ледяных куполов Северной Земли доходит до 700—900 м над ур. моря. Купол Академии наук достигает высоты 780 м. Небольшой купол высотой 380 м имеется на острове Пионер. Остров Шмидта на севере архипелага полностью покрыт невысокой (до 325 м) ледяной шапкой.

По типу ледниковые покровы Северной Земли, так же как и Северо-Восточной Земли, относятся к простым (по классификации Гросвальда и Кренке), за исключением ледника Ленинградского, который, по-видимому, следует отнести к вторично-простым. Общая длина ледяных берегов Северной Земли около 500 км, что лишь немногим больше длины ледяных берегов Северо-Восточной Земли (приблизительно 300 км) и Новой Земли (около 200 км), но в пять раз меньше, чем на Земле Франца-Иосифа. Доля поверхности, покрытой льдом, равна в среднем 47%, что близко к Новой Земле (43%), но меньше Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена.

Полярный Урал имеет лишь малые ледники и многолетние снежники на подветренных склонах гор, в карах и лощинах. По последним данным, на Полярном и Приполярном Урале насчитывается 143 ледника общей площадью более 28 км². Средняя площадь одного ледника равна, следовательно, 0,2 км²; длина самых больших ледников достигает 2,2 км, ширина колеблется между 300 и 1500 м, площадь изменяется от сотых долей квадратного километра до 1,25 км² [201].

Большинство ледников расположено на западной стороне Уральского хребта на высотах от 400 до 1000 м над ур. моря. Но преобладающая экспозиция ледников — восточная; ледников, обращенных на запад, нет совсем [201]. Восточная ориентировка преобладает среди горных ледников и на Новой Земле.

В морфологии оледенения Новой Земли и соседних ледниковых районов проявляются некоторые общие закономерности. На Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа массы льда смещены к востоку и юго-востоку. На Новой Земле и Урале, вытянутых меридионально, наоборот, большие массы льда лежат на западной стороне. На Северной Земле определенной зависимости в расположении ледников по отношению к направлению переноса воздушных масс вообще не наблюдается. Можно лишь заметить, что на Северной Земле, как и на Новой Земле, оледенение убывает с севера на юг. Появление ледников на Полярном Урале, значительно южнее низменной южной части Новой Земли, на которой ледники отсутствуют, связано с рельефом.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Все рассмотренные выше ледники и ледниковые покровы находятся в одном синоптическом районе, климат которого в значительной степени определяется переносом тепла и влаги с запада на восток. В этом направлении уменьшаются температура и осадки, ослабляется влияние теплого Атлантического океана и увеличивается континентальность климата, что особенно заметно к востоку от Новой Земли. Колебания климата происходят в рассматриваемой области в общем одновременно. Это подтверждают результаты сопоставления температуры воздуха за последние 30 лет (рис. 94).

Проследить из года в год за изменением осадков не представляется возможным из-за отсутствия надежных данных. Можно лишь сравнить между собой средние суммы зимних осадков по наблюдениям полярных станций, расположенных в интересующих нас ледниковых районах, за одни и те же годы (табл. 87). Эти суммы показывают относительную величину снегонакопления. Гляциологические исследования последних лет, особенно по программе МГГ, дают непосредственные данные о зимнем снегонакоплении на ледниках (табл. 88). Сравнивая табл. 87 и 88, можно заключить, что они в общем удовлетворительно согласуются. Из этих таблиц видно, что осадки и снегонакопление уменьшаются с юга на север и с запада на восток, так же как и средняя температура. Эта закономерность вполне понятна. Интереснее выяснить климатические причины отмеченного выше смещения к востоку и юго-востоку оледенений Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа и к западу — ледников Новой Земли и Полярного Урала.

Рис. 94. Ход средней температуры лета (июнь — август, а) и зимы (сентябрь — май, б) за последние 30 лет, сглаженный по скользящим пятилетиям по наблюдениям станций:

1 — остров Домашний; 2 — бухта Тихая; 3 — Русская Гавань; 4 — Баренцбург; 5 — Воркута

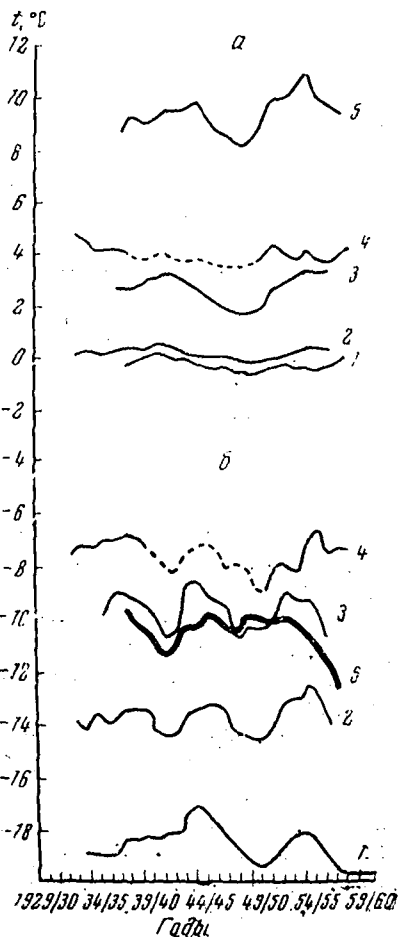


Таблица 87

Средние суммы зимних осадков (сентябрь — май)
по наблюдениям полярных станций за 1936—1940,
1948—1951 гг. (всего за 7 лет) *

Станции	Средняя сумма осадков, в/см*	% суммы осадков по сравнению с Русск. й Гаванью
Шпицберген:		
Баренцбург	32,2	212
Новая Земля:		
Мыс Желания	5,9	44
Русская Гавань	13,3	100
Мыс Столбовой	21,2	160
Мыс Выходной	12,5	94
Земля Франца Иосифа:		
Остров Рудольфа	5,8	44
Бухта Тихая	6,6	50
Северная Земля:		
Остров Домашний	5,8	44
Мыс Челюскин	4,2	32

* Измерения осадков в эти годы производились дондемером старой конструкции со сплошной защитой (Нифера).

Таблица 88

Снегонакопление в областях питания ледниковых покровов
по данным гляциологических исследований последних лет

Ледниковый покров, год, источник сведений	Годовое снегонакопление	
	в/см²	% снегонакопления по отношению к снегонакоплению на Новоземельском покрове
Восточный Лед, 1957/58 [232]	81	175
Станция Ледораздельная, 1957/58 (см. главу V)	43	100
Купол Чурляниса, 1957/58 [43]	23	50
Купол Академии наук, 1961/62 [194]	25—30	60

Пути циклонов, с которыми связано выпадение осадков в холодное время года, часто проходят так, что Шпицберген и Земля Франца-Иосифа остаются слева от центра циклона, а Новая Земля справа [105]. Поэтому большинство снегопадов на Новой Земле и Полярном Урале бывает при ветрах западных румбов, а на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа — при восточных и юго-восточных ветрах. О том, что значительная часть наиболее глубоких циклонов проходит именно таким путем, свидетельствует барическая ложбина на карте среднего многолетнего давления, составленной З. М. Прик [146] (см. рис. 93), и карты путей циклонов А. И. Рагозина и К. И. Чуканина [148]. Это направление указывают и средние изобары зимних месяцев (с ноября по апрель), приведенные в работе З. М. Прик, и подтверждают карты наибольших контрастов температуры, составленные по аэрологическим данным [143, стр. 71]. До Северной Земли циклоны, образующиеся в Северной Ат-

лантике, доходят вообще сильно ослабленными, и Северная Земля, чаще чем более западные районы, оказывается под влиянием Сибирского антициклона.

В районах, где зимние осадки выпадают главным образом при ветрах западных румбов, г. е. в теплом секторе циклонов (Новая Земля, Полярный Урал), существует удовлетворительная зависимость между ежегодным накоплением снега и температурой зимы, которая и была использована для расчетов (см. главы V и XII). Подобной зависимости не наблюдается там, где снегопады бывают при восточных и юго-восточных ветрах (в холодном секторе циклонов), — на Земле Франца-Иосифа или Северо-Восточной Земле. Однако здесь установлена корреляция между снегонакоплением и средним давлением, характеризующим глубину и частоту циклонов (А. Н. Кренке, устное сообщение). Такая зависимость, очевидно, должна существовать и для Новой Земли и Полярного Урала.

Таяние снега и льда, являющееся важнейшей статьей расхода вещества ледников, связано с приходом тепла в летние месяцы. Между суммарной величиной таяния и характеристической температуры в том же месте, где измеряется таяние, существует определенная связь. Для расчетов была принята зависимость таяния от средней температуры трех летних месяцев, построенная по данным наблюдений на ледниковых станциях Новой Земли и Земли Франца-Иосифа летом 1958 и 1959 гг. (см. рис. 40). Точки, соответствующие наблюдениям на Земле Франца-Иосифа, лежат правее точек, относящихся к Новой Земле; еще правее ложатся данные измерений Польской гляциологической экспедиции МГГ на леднике Вереншельд (Werenskiöld) на юго-западном Шпицбергене [260].

Для каждого района в отдельности эта связь была бы более тесной, но недостаток данных заставляет пользоваться одной общей зависимостью, очевидно, весьма приближенной, что приводит к небольшому занижению абляции на Новой Земле и завышению на Земле Франца-Иосифа. При этом большие отклонения абляции соответствуют низкой температуре и, следовательно, малым величинам таяния. Та же кривая связи для Северо-Восточной Земли дает, по-видимому, преувеличенную абляцию.

Величина ежегодного таяния снега и льда на ледниковых покровах уменьшается с юга на север и с запада на восток. При установившемся балансе массы ледниковые покровы, лежащие в западной и южной частях района, получают больше осадков, но больше и расходуют на таяние, чем восточные и северные покровы. С запада на восток и с юга на север уменьшается энергия оледенения. Наибольшей величины (среди рассматриваемых ледниковых покровов) энергия оледенения достигает, по-видимому, на Новой Земле, наименьшей — на Северной Земле.

РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ

Режим оледенений рассматриваемого района обладает многими общими чертами, объясняющимися общностью климатических условий.

Режим ледникового покрова Новой Земли, подробно рассмотренный в предыдущих главах, имеет ряд черт, типичных для всего района. Новая Земля является преградой на пути движения воздушных масс с запада на восток. Различие климатических условий на западном (баренцевоморском) и восточном (карском) склонах Новой Земли вызывает и изменения в режиме оледенения. Режим ледникового покрова на западном склоне сходен с режимом оледенения Северо-Восточной Земли. Режим покрова на восточном склоне приближается, по-видимому, к режиму оледенений Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, однако недостаток наблюдений на карской стороне не позволяет говорить об этом с полной уверенностью.

Фирновая линия и граница питания

В соответствии с более южным положением Н о в о й З е м л и фирновая линия (так же как и граница питания) на Новоземельском ледниковом покрове занимает наиболее высокое положение по сравнению с другими покровами рассматриваемого района (табл. 89). По данным исследований весной 1955 г., фирновая линия проходила на западном склоне Новоземельского ледникового покрова на высоте 450 м, а граница питания лежала еще ниже. Более низкое положение границы питания в начале 50-х годов наблюдалось на Земле Франца-Иосифа, на Северной Земле и, вероятно, на Северо-Восточной Земле (для последней за эти годы данных нет).

Т а б л и ц а 89

Высота фирновой линии и границы питания (м над ур. моря) в конце 1950-х годов
(ориентировочные данные для средних частей ледниковых покровов)

	Новая Земля		Северо-Восточная Земля	Земля Франца-Иосифа	Северная Земля
	западный склон	восточный склон			
Фирновая линия . . .	650—700	750	450	380	500
Граница питания . . .	650—700	700	400	300	350—400

Зона питания наложенным льдом на западном склоне Новоземельского ледникового покрова занимает неширокую и несплошную полосу и, так же как и на Северо-Восточной Земле, не имеет существенного значения. Но на восточном склоне ее ширина значительно больше, и границы отстоят друг от друга по высоте на 50—200 м (см. рис. 38 и 56), напоминая условия, существующие на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле.

К концу 50-х годов доля области питания Новоземельского покрова уменьшилась до 32%, ледниковый коэффициент стал около 0,5, тогда как при средней за последние 30 лет высоте фирновой линии (525 м на западном склоне) доля области питания составляет 55% общей площади покрова, а ледниковый коэффициент приблизительно равен 1,2.

На Северо-Восточной Земле фирновая линия в 1931 г. [238] была на высоте от 350 до 550 м над ур. моря. Экспедиция 1935/36 г. определила ее среднюю высоту в 450—500 м с понижением до 270—325 м на Восточном склоне Восточного Льда и повышением до 525—550 м на северо-западных склонах Западного и Восточного Льда [250]. По данным последней Шведской экспедиции МГГ, средняя высота фирновой линии осталась той же — 450 м. Эта экспедиция установила также наличие неширокой зоны ледяного питания с нижней границей на высоте 400 м [262]. При высоте фирновой линии, установленной А. Гленом [250], площадь питания составляет приблизительно 50% общей площади льда; ледниковый коэффициент, следовательно, равен 1 (точнее 0,92 для Западного Льда и 0,88 для Восточного и Южного Льда). Если принять в расчет неширокую зону ледяного питания, обнаруженную последними исследованиями, то доля площади питания и ледниковый коэффициент еще увеличатся.

На ледниковых покровах З е м л и Ф р а н ц а - И о с и ф а фирновая линия проходит в среднем на высоте 380 м, при высоте границы питания около 300 м; 80 м по высоте занимает область питания наложенным льдом. Многие ледниковые купола (в том числе купол Чурляниса на острове Гукера, где находилась основная ледниковая станция экспедиции МГГ) не достигают фирновой границы; ряд куполов целиком находится в области абляции. Область питания занимает 33% площади оледенения (ледниковый коэффициент равен 0,5); лишь половина области питания занята фирновыми полями, другая половина относится к зоне ледяного питания, где величина аккумуля-

ляции значительно меньше суммы зимних осадков [46, 47]. В отличие от Северо-Восточной Земли, где исследователи начала и середины 30-х годов и конца 50-х отмечали приблизительно одну и ту же высоту фирновой линии, на Земле Франца-Иосифа она лежала в начале 30-х годов ниже, чем в конце 50-х годов нашего века. По наблюдениям Т. Н. Спижарского [197], фирновая линия проходила на высоте 100—130 м. При этом область питания занимала до 80% площади оледенения и ледниковый коэффициент доходил до 5. Правда, Т. Н. Спижарский основывался на глазомерных определениях высоты видимой снеговой границы и наблюдал ее раньше конца периода таяния [47], а следовательно, дал заниженное положение фирновой линии. По исследованиям 1947—1949 гг. граница питания проходила значительно ниже, чем в последние годы. Она находилась на высоте 80 м, и доля области питания повышалась до 90% (ледниковый коэффициент около 10), хотя фирновая линия была почти на той же высоте, что и в 1958 г. [46]. Следовательно, сильно возрастало питание ледников наложенным льдом. Само существование и широкое распространение ледяной зоны на Земле Франца-Иосифа было обосновано П. А. Шумским [229].

Северная Земля в гляциологическом отношении изучена очень мало. По исследованиям в апреле — мае 1962 г. [194], фирновая линия, ограничивающая область питания высоких ледяных куполов, проходит на высоте 500 м на куполе Академии наук (остров Комсомолец) и больших куполах острова Октябрьской Революции¹ и, вероятно, выше 700 м на острове Большевик². Зона ледяного питания распространяется до высоты 350—400 м на куполах островов Комсомолец и Октябрьской Революции и, вероятно, до высоты около 550 м на острове Большевик. В целом по архипелагу на зону фирнового питания приходится 33% поверхности ледников, на зону ледяного питания 18% и на область абляции 49%. Ледниковый коэффициент равен приблизительно 1 (табл. 90).

Таблица 90

Распределение площадей питания и абляции на отдельных островах
Северной Земли (в %)

Острова	Зона фир- нового питания	Зона ледяно- го питания	Область абляции	Ледниковый коэффициент
Комсомолец	35	18	47	1,13
Октябрьской революции	44	20	36	1,78
Большевик	14	17	69	0,46
Шмидта и Пионер	0	0	100	0,00

! По данным исследований 1948—1951 гг., фирновая линия проходила на высоте 300 м на севере до 450 м на юге, граница питания—от 100 м на севере до 300—400 м на юге [67]. Несколько шире была зона ледяного питания; она занимала по высоте 200—250 м, а по данным исследований 1962 г.,— всего 100—150 м.

Полярный Урал — район распространения малых навесных ледников. Их режим и условия существования очень сильно отличаются от режима больших ледниковых покровов. Они существуют только благодаря неравномерному отложению снега, сдуваемого ветрами с одних участков и накапливающегося в очень больших количествах в других. Эти многолетние скопления снега, в нижних слоях переходящего в лед, широко распространены и в районах арктических покровных оледенений. Как и на Полярном Урале, они лежат на подветренных склонах и в понижениях. Навесные

¹ Высота фирновой линии определена по стратиграфии фирново-ледяной толщи в буровых скважинах глубиной до 1,9 м.

² Данных наблюдений о высоте фирновой линии здесь не имеется.

ледники и снежники часто примыкают к ледниковым покровам, но существуют и независимо от них на любых высотах вплоть до уровня моря.

На сравнительно больших карово-долинных ледниках Полярного Урала (ИГАН, МГУ и др.) можно выделить фирновую область и концевую, где абляция превышает зимнее снегонакопление, и летом обнажается лед. Однако на большей части малых присклоновых ледников и снежников питание и таяние происходят по всей их поверхности, и понятия «фирновая линия» и «граница питания» к ним, в сущности, неприменимы. Ледники Полярного Урала лежат значительно ниже теоретической снеговой линии; последняя находится на высоте 1600—2000 м над ур. моря, т. е. значительно выше ледников (их высота 400—900 м) [201]. Подобное соотношение между уровнем малых ледников и высотой фирновой линии и границы питания на ледниковых покровах наблюдается и во всех рассматриваемых ледниковых районах. Навейные ледники и снежники встречаются повсеместно, вплоть до уровня моря, а граница питания ледниковых покровов лежит на несколько сот метров выше.

Стратиграфия и температура верхней фирново-ледяной толщи ледников

Стратиграфия фирновой толщи в центральной части Новоземельского ледникового покрова и распределение температуры внутри нее имеет тот же характер, что и в фирновой области Северо-Восточной Земли (рис. 95). В зимние месяцы температура повышается с глубиной, и на глубине около 15 м остается в течение года почти неизменной и близкой к нулю, но ниже 20—25 м градиент температуры меняет знак: на глубине 27 м температура понижается до $-1,4^{\circ}$, на глубине 30 м до $-1,6^{\circ}$. Такое понижение глубже 20 м было установлено и на Земле Франца-Иосифа. Упомянутая перемена знака градиента температуры на глубине 20—25 м свидетельствует о климатических изменениях. Более низкая температура глубоких слоев является остатком более сурового климата в прошлом. До последнего потепления Арктики, начавшегося в 20-х годах, зимы были значительно холоднее, выпадало меньше осадков и несколько слабее было летнее таяние.

В области абляции на глубине от 10 до 30 м в течение всего года наблюдается повышение температуры с глубиной (до -2°). У ложа ледникового покрова и выводных ледников, по-видимому, достигается температура плавления льда (см. главу VII). На карском склоне ледникового покрова (в зоне ледяного питания и в области абляции) температура льда должна быть, видимо, ниже и приближаться к измеренной на ледяных куполах Земли Франца-Иосифа.

На Северо-Восточной Земле в начале июня 1936 г. (Западный Лед, Центральная станция) под слоем сезонного снега в 110 см находилась толща фирна в 7,5 м с ледяными прослойками, под которой лежал плотный лед. На глубине 8,3 м во льду были две тонкие прослойки плотного фирна (рис. 95). Толщина ледяных прослоек в общем увеличивалась книзу; наблюдался постепенный переход от фирна ко льду. В области питания Западного Льда толща фирна не превышала 10 м [251], мощность фирна на Восточном Леду, по оценке А. Глена [250], была значительно больше.

В мае 1958 г. строение фирна было просмотрено лишь до глубины 5 м. Под слоем снега в 1 м также лежал фирн с тонкими ледяными прослойками [262]. Сравнение шурфов 1936 и 1958 гг. затруднительно из-за разной их глубины, но, судя по верхней части разреза, несколько уменьшились количество и толщина ледяных прослоек (см. рис. 95).

Температура фирна по измерениям зимой 1935/36 г. повышалась с глубиной до $-0,1^{\circ}$ на 8,5 м. На глубине 20 м в марте 1936 г. (на дне трещины) было обнаружено озерко талой воды, что указывает на нулевую температуру [251]. По измерениям в апреле — августе 1958 г. сезонные колебания затухали на глубине 8 м, где температура была около -2° (ниже, чем зимой).

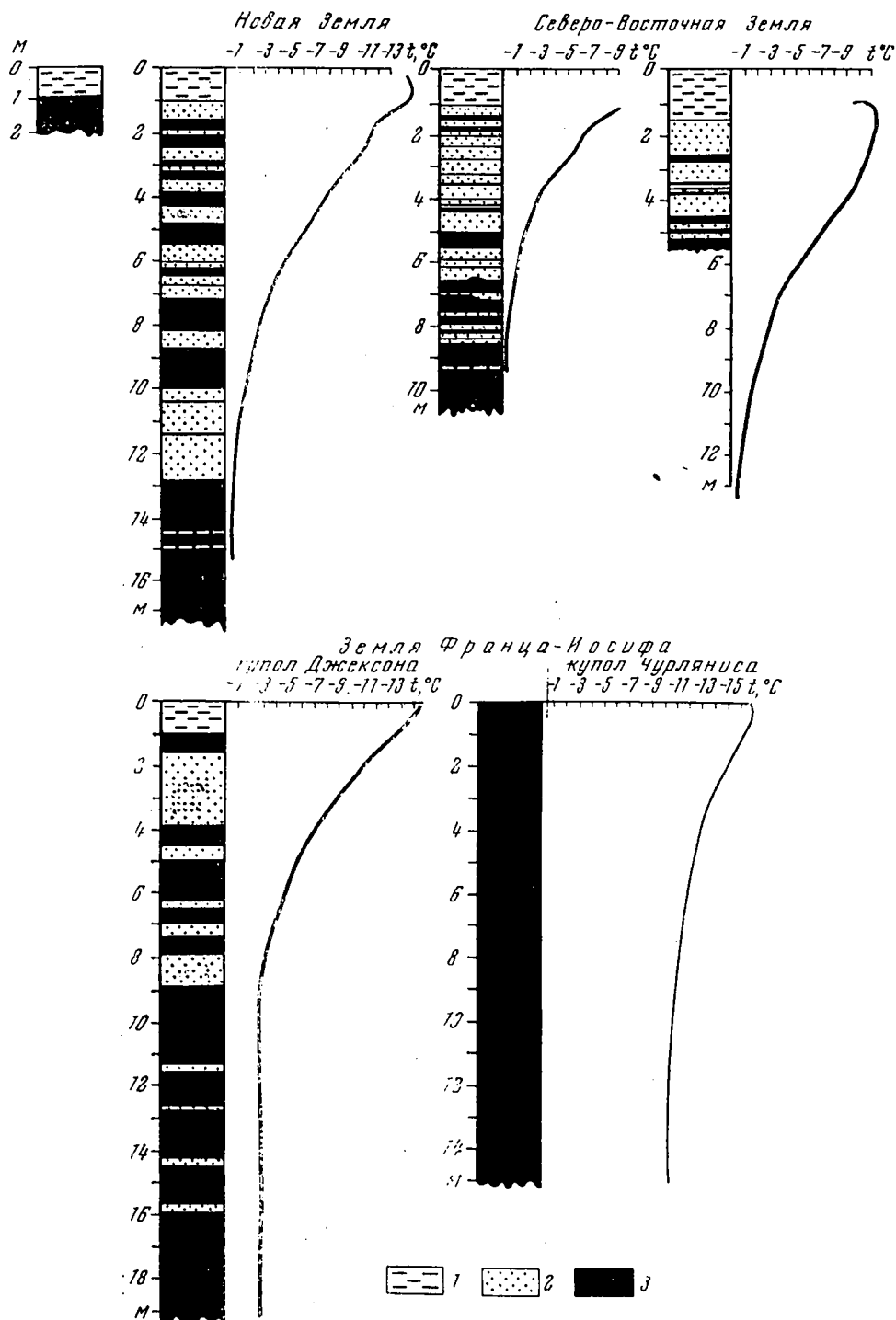


Рис. 95. Стратиграфия и температура верхних слоев ледниковых покровов в областях их питания по измерениям на Новой Земле (станция Ледораздельная, май 1933 г., май 1958 г.), Северо-Восточной Земле (Западный Лед, Центральная станция, июнь 1936 г., май 1958 г.) и Земле Франца-Иосифа на куполе Джексона с фирновым питанием (апрель 1959 г.) и куполе Чурляниса с ледяным питанием (апрель 1959 г.)

1 — сезонный снег; 2 — фирн; 3 — лед

1935/36 г.); на глубине 13 м температура повышалась почти до нуля. К 3 августа талые воды проникли в фирн до глубины 3 м. Выше вся толща имела нулевую температуру, температура понижалась до $-2,5^{\circ}$ на глубине 4 м и начинала вновь повышаться лишь с глубины 8—10 м.

В июле и августе 1958 г. в области абляции температура постепенно понижалась с глубиной от 0 до -8° на уровне 4 м и сохраняла это значение вплоть до глубины 12 м [262].

На ледниковых куполах Земли Франца-Иосифа ниже фирновой линии под слоем сезонного снега залегает плотный лед. Выше, на высочных куполах, где имеется фирновая область, стратиграфический разрез подобен разрезам в области питания Новой Земли и Северо-Восточной Земли (рис. 95). С помощью шурфа и буровой скважины до глубины 20 м на куполе Джексона (около 450 м над ур. моря) под метровым слоем снега была обнаружена толща фирна с утолщающимися книзу ледяными прослойками до глубины 10 м; до глубины 16 м во льду встречались тонкие прослойки плотного фирна [104].

Значения температуры фирна и льда на Земле Франца-Иосифа отличаются от наблюдающихся на ледниковых покровах, лежащих к югу и западу (Новоземельском и Северо-Восточной Земле); лед Земли Франца-Иосифа значительно холоднее. В апреле 1958 г. температура фирново-ледяной толщи на куполе Джексона повышалась до глубины 10—12 м. На глубине 12—18 м температура была -3° (при средней годовой температуре воздуха на вершине купола $-14,5^{\circ}$). На более низком куполе Чурляниса (около 350 м над ур. моря), имеющем ледяное питание, постоянная температура наблюдалась на 12—15-метровой глубине и была равна $-9,5^{\circ}$, при средней годовой температуре воздуха $-14,0^{\circ}$ [153]. В области абляции постоянная в течение года температура льда на глубине около 15 м местами понижается до -11° . Глубже 15—22 м происходит медленное понижение температуры до подстилающих ледники мерзлых пород, обнаруженных бурением [152].

На Северной Земле в зоне фирнового питания под слоем сезонного снега прослойки фирна толщиной от 4 до 30 см чередуются с ледяными прослойками от 1 до 40 см. Количество и толщина прослоек льда с глубиной увеличиваются. Плотность фирна $0,42-0,54 \text{ г/см}^3$ [194], т. е. такая же, как и в фирновой зоне Земли Франца-Иосифа [104]. На Новоземельском ледниковом, покрове фирновые слои плотнее, до $0,6-0,7 \text{ г/см}^3$, что связано, очевидно, с более сильным таянием и большим инфильтрационным уплотнением.

Стратиграфия верхних слоев фирново-ледяной толщи несколько изменилась по сравнению с серединой 50-х годов. Во многих местах, где в 1955 г. был фирн с прослойками инфильтрационного льда, в 1962 г. по всей глубине скважины (около 2 м) наблюдался сплошной лед [194].

Стратиграфия фирново-ледяной толщи на ледниках Полярного Урала имеет особенности, присущие и навейным ледникам Новой Земли. Толщина сезонного снега на полярноуральских ледниках, особенно у стенок каров, достигает 12 м, что приводит к быстрому накоплению фирна. Ежегодно образуется 2—4-метровый слой фирна. Общая толщина фирновой толщи по расчетам В. М. Михалева, достигает 40 м [201]. Основную ее массу составляет режеляционный фирн, глубже превращающийся в лед. На ледниках и частях ледников, где ежегодный снежный остаток меньше и большую долю объема занимают талые воды, просачивающиеся в фирн, толщина фирнового слоя уменьшается, и на концах ледников под слоем сезонного снега залегает плотный лед.

Температура льда ледников Полярного Урала на глубине затухания сезонных колебаний повышается до 0° там, где слой фирна достигает 3—4 м [154]. На леднике ИГАН, в верхней его части с мощным слоем фирна постоянная в течение года нулевая температура наблюдается на глубине 12—13 м. У конца ледника температура льда повышается до $-0,7^{\circ}$ на 65 м. Она, по-видимому, достигает нуля на глубине около 50 м [201].

Годовое накопление снега в области питания Новоземельского ледникового покрова весьма велико и не уступает снегонакоплению на Северо-Восточной Земле. Его средняя многолетняя величина (1930—1960 гг.) в центральных частях покрова равна 82 г/см^2 (см. рис. 91). Вместе с тем весьма велико таяние снега и льда, превышающее таяние ледников Северо-Восточной Земли и Земли Франца-Иосифа. В среднем за последние 30 лет стаивание на уровне моря в районе Русской Гавани равнялось 240 г/см^2 , а аккумуляция-абляция на границе питания (525 м над ур. моря) — 60 г/см^2 .

На Северо-Восточной Земле снегонакопление за зиму 1935/36 г. (с половины сентября до начала июня) на Центральной станции было 37 г/см^2 ; вместе с летними осадками, которые А. Глен принимает равными 15 г/см^2 , полная годовая аккумуляция составила 52 г/см^2 . Однако данные о летних осадках представляются завышенными; их можно оценить, по его же исходным данным, в 9 г/см^2 , а всю годовую аккумуляцию — в 46 г/см^2 . Сумма зимних осадков на побережье была 11 г/см^2 , а за весь год — 17 г/см^2 . По снегомерным маршрутам среднее снегонакопление в области питания Западного льда оценено А. Гленом в $30,5 \text{ г/см}^2$ [251].

Снегонакопление за зиму 1957/58 г. на той же Центральной станции, измеренное в шурфе 20 мая с добавлением снега, выпавшего до 3 июля, оказалось равным 68 г/см^2 , т. е. в 1,8 раза больше, чем в 1935/36 г. Среднее из отдельных измерений по маршрутам на Западном Льду равно 42 г/см^2 , что в 1,4 раза больше соответствующей оценки А. Глена ($30,5 \text{ г/см}^2$).

Маршрутные измерения на Восточном и Южном Льду дали в среднем 81 г/см^2 — почти в два раза больше, чем на Западном Льду. Снегомерная съемка была выполнена между 29 мая и 25 июня [262]¹. Таким образом, снегонакопление, измеренное в конце зимы 1957/58 г., оказалось по крайней мере в 1,4 раза больше, чем в 1935/36 г. Однако аккумуляция зимы 1935/36 г. могла быть несколько больше измеренной, не включавшей июньских снегопадов. Возможно также преувеличение средней величины снегонакопления в 1957/58 г. из-за завышения плотности снега ($0,4 \text{ г/см}^3$). А. Глен в 1935/36 г. принимал плотность равной $0,34 \text{ г/см}^3$. Принимая эту величину плотности, получим снегонакопление 1957/1958 г. на Восточном и Западном Льду соответственно не 81 и 42 г/см^2 , а 64 и 36 г/см^2 , т. е. для Западного Льда лишь немногим больше, чем принимал А. Глен.

Абляция ледниковых покровов Северо-Восточной Земли известна лишь по отрывочным данным, дающим о ней больше качественное, чем количественное представление. Как и на Новой Земле, на Земле Франца-Иосифа таяние захватывает всю поверхность ледниковых покровов, включая самые высокие участки области питания. Наибольшее таяние происходит в июле и августе [251]. По описанию А. Глена, последовательно во времени можно наблюдать три стадии таяния и три зоны по высоте: пропитанного водой снега, снежной каши или снежных болот и голого льда с разветвленной сетью ледниковых потоков. В верхней зоне ледниковые ручьи текут среди мокрого снега, сливаются в озера и протоки среди снежных болот, а затем врезаются в ледяные берега. В 1936 г. снежные болота можно было наблюдать начиная с высоты от 100 до 500 м, а к 20—26 июня — выше. Приблизительно то же самое, пишет А. Глен, наблюдала экспедиция Оксфордского университета 1924 г.

На Новоземельском ледниковом покрове летом 1958 и 1959 гг. зона снежных болот поднималась вплоть до фирновой линии (650—700 м). Однако сток талой воды из насыщенного водой снега наблюдался лишь в самых нижних

¹ В статье приводится схема маршрутной съемки с указанием высоты точек и толщины снега в см. Плотность снега была принята равной $0,4 \text{ г/см}^3$, по данным измерений в шурфе на Центральной станции на 20 мая 1958 г.

частях фирновой области. Представляется, что и в области питания Северо-Восточной Земли с 10-метровым слоем фирна сток талых вод не мог быть так велик, как считает А. Глен. Он указывает, что снежный остаток после таяния 1936 г. составил в среднем $7,5 \text{ г/см}^2$, и, следовательно, абляция была не менее 23 г/см^2 при снегонакоплении в $30,5 \text{ г/см}^2$, а учитывая летние осадки, — до 38 г/см^2 [251]. Однако эта оценка, вероятно, сильно завышена. А. Глен отождествляет абляцию, т. е. удаление вещества с ледника, с таянием снега. Даже в зонах ледяного питания стекает лишь часть талой воды, а часть замерзает слоем наложенного льда. Тем более невероятно, чтобы вся талая вода удалялась из области с мощным слоем фирна.

Абляция на уровне фирновой линии (450 м над ур. моря), вычисленная А. Гленом из данных о приходе тепла по формуле Онгстрема, составляет 50 г/см^2 ; Альман [238] принимает ее равной 40 г/см^2 . Абляция на уровне моря приводится А. Гленом [251], по данным Альмана, равной 140 г/см^2 (экспедиция 1931 г.). Сам Альман [238] говорит о величине абляции на снежнике высотой 1,5 м над ур. моря в 140,9 см снега или 878 мм слоя воды, причем считает ее завышенной из-за малых размеров снежника. При этом, однако, оказывается очень высокой плотность снега ($0,62 \text{ г/см}^3$), а сама величина абляции представляется слишком низкой.

Е. Палошуо и В. Шютт [262] приводят для лета 1958 г. лишь величину чистой абляции (т. е. таяния льда после стаивания сезонного снега) в нескольких точках, сравнить которую с данными 1936 г. не представляется возможным.

На Земле Франца-Исидора снегонакопление значительно меньше, чем на Северо-Восточной Земле и Новой Земле. Годовое накопление снега, приведенное к средней многолетней величине (1920—1960 гг.) на куполе Чурляниса, принято равным 30 г/см^2 , а на более высоком куполе Джексона — 33 г/см^2 . В среднем, исключая местные отклонения, снегонакопление увеличивается с высотой; на побережье оно может быть принято равным 22 г/см^2 . В 1957/58 г. снегонакопление было меньше — от 12 до 28 г/см^2 [46]. В 1947/48 г. оно было больше среднего — 34 г/см^2 на куполе Чурляниса и до 76 г/см^2 на куполе Джексона. Однако последняя величина, по-видимому, преувеличена [104].

Таяние снега и льда летом 1958 г. было приблизительно равно средней многолетней его величине и изменялось от 190 г/см^2 на уровне моря до 22 г/см^2 на высоте 450 м. На уровне границы питания средняя величина аккумуляции-абляции равна приблизительно 30 г/см^2 . Выше фирновой линии сток талых вод отсутствует (абляция равна нулю). Ниже сток увеличивается, достигая на границе питания полной величины таяния. В среднем в области ледяного питания сток (или абляция) равен половине величины таяния.

Снегонакопление на ледниковых куполах Северной Земли, по измерениям Л. С. Говорухи в первой половине мая 1962 г., можно принять увеличивающимся с высотой от 10 г/см^2 на побережье до 40 г/см^2 на вершинах куполов (700—900 м над ур. моря). Измерения были сделаны всего в 20 точках на ледниковых куполах островов Комсомолец и Октябрьской Революции и на одном снегомерном профиле (18 точек) на побережье у мыса Ватутина. Снегомерная съемка определила снегонакопление всего за 8—8,5 месяцев, тогда как оно продолжается по крайней мере 10 месяцев. Поэтому измеренное снегонакопление меньше годового приблизительно на 20%. Измерений абляции на Северной Земле не было.

Зимнее снегонакопление на ледниках Полярного Урала (ИГАН, Обручева, Авсюка, Оленьем), по данным исследований 1957—1960 гг., изменялось от 100 до 250 г/см^2 *, при величине зимних осадков, по наблюдениям ближайшей метеорологической станции Большая Хадата, в эти годы от 28,1 (1959/60 г.) до $46,5 \text{ г/см}^2$ (1958/59 г.). При этом зимой 1957/58 г.,

* Имеются в виду средние по каждому леднику величины накопления снега.

когда средняя скорость ветра, по наблюдениям той же станции, была 6,1 м/сек, снегонакопление на ледниках превышало сумму зимних осадков в 3—5 раз, а зимой 1959/60 г., когда средняя скорость ветра была 8,9 м/сек, соответствующее отношение увеличивалось до 4,5—7,5 раз [201, 206]. Чем сильнее ветры и больше перенос и отложение снега при метелях, тем больше, при том же количестве выпавшего снега, его накопление на ледниках.

Снегонакопление, связанное с переносом снега ветром, определяется в значительной степени чисто местными условиями. Поэтому в один и тот же год на одних ледниках накопление снега может быть очень велико, и они будут расти, в то время как другие, соседние, сокращаться. Это и наблюдается на Полярном Урале [201, 206]. Точно так же может не совпадать направление изменений ледникового покрова и примыкающих к нему или лежащих рядом малых навейных ледников и снежников.

Их режим указывает на большое значение переноса и отложения снега ветром в питании ледников вообще. Многие исследователи придавали ему решающее (или во всяком случае очень большое) значение даже в питании ледниковых покровов. В результате исследований 2-го МПГ на Новой Земле сложилось представление, что отсутствие, как тогда считали, области питания на Новоземельском ледниковом покрове объясняется, наряду с сильным летним таянием, сносом снега с ледникового щита, вплоть до ледораздела, сильнейшими местными ветрами — новоземельской борой [66]. Наблюдения МПГ показали, что это не так.

Общий вынос снега метелями за пределы ледникового покрова невелик (см. главу V). Но переотложение снега в пределах покрова все же имеет большое значение. На Земле Франца-Иосифа, на вершинах куполов, снегонакопление меньше выпадающих осадков из-за переноса снега ветрами вниз по склонам на более низкие уровни [46]. Такая же картина наблюдается и на Новой Земле. Кроме того, благодаря преобладающим на ледораздельном пространстве Новоземельского ледникового покрова ветрам западных румбов происходит выравнивание питания на западном и восточном склонах и некоторое возмещение на последнем недостатка осадков. Переотложение снега с верхних частей склонов на нижние уменьшает там чистую абляцию, а снос снега с нижних участков выводных ледников ее увеличивает.

Средние по каждому леднику величины стаивания снега и льда на Полярном Урале имеют тот же порядок, что и снегонакопление. В одни годы стаивание превышает снегонакопление и происходит уменьшение массы льда (что преобладало в текущем столетии), в другие, наоборот, не достигает его величины, и ледники растут [201, 206].

Наибольшую долю тепла, идущего на таяние, в отдельные годы дает на Полярном Урале не солнечная радиация, а теплообмен с воздухом. По данным И. М. Лебедевой [119, 120], за счет радиации поступало приблизительно 30% всего тепла, за счет турбулентного теплообмена — 60% и 10% выделялось при конденсации влаги. Из этого можно заключить, что расположение малых ледников на северных склонах, защищенных от солнца, не имеет такого значения для их существования, как благоприятные условия накопления снега. Однако в среднем за шесть лет доля тепла солнечной радиации и в условиях Полярного Урала доходит до 50—60%, а в отдельные годы, следовательно, может преобладать [201, гл. IV]. В других полярных районах, как показали наблюдения экспедиций МПГ, доля участия в таянии тепла солнечной радиации также может быть очень велика. На Новой Земле, по наблюдениям летом 1958 г., доля тепла солнечной радиации превышала 50%, а на Земле Франца-Иосифа, по измерениям В. А. Маркина, в 1958 г. доходила до 80% [106]. Поэтому условия освещенности поверхности малых ледников и снежников также могут иметь значение для их существования.

Движение льда

Благодаря большой мощности льда и большой энергии оледенения, а также высокой температуре льда, выводные ледники Новоземельского покрова (см. главу IX) движутся с довольно большой скоростью. Скорость движения выводного ледника Шокальского достигает приблизительно 150 м/год и превышает скорости ледников Земли Франца-Иосифа по крайней мере в два раза.

О движении льда на Северо-Восточной Земле можно судить лишь по общим морфологическим признакам. По данным А. Глена, ледниковые купола находятся почти в неподвижном состоянии. Судя по сдвиганию морского припая, выводные ледники движутся со скоростью не более 200 м/год. За исключением их фронтов, где в небольшом количестве и размерах образуются айсберги, на остальном протяжении ледяных берегов следов расхода льда почти не заметно [250, 251]. На фоне малой подвижности и устойчивости оледенения Северо-Восточной Земли интересно указать факт выдвижения в море юго-восточного края Южного Льда у мыса Мона. Здесь между 1935 и 1938 гг. произошло очень быстрое продвижение фронта льда, более чем на 20 км. Аэрофотосъемка показала хаотическую трещиноватость, вызванную этим продвижением, на много километров внутрь острова [251, 252].

А. Глен [250] оценивает толщину Западного Льда не более 125 м, а Восточного — до 250 м. По измерениям же экспедиции МГГ сейсмическим методом, она оказалась на профиле, пересекающем с запада на восток Западный Лед, в среднем около 300—350 м (от 124 до 380 м), на профиле, идущем по середине Восточного Льда с северо-востока на юго-запад, до 513 м, в среднем около 400 м, а в северной части Восточного Льда (профиль с запада на восток) — более 500 м [262]. При такой большой толщине и нулевой температуре основной массы льда, он должен обладать большей текучестью.

На Земле Франца-Иосифа скорости движения льда были измерены экспедицией МГГ на выводных ледниках острова Гукера и на куполе Чурляниса. Для выводных ледников, оканчивающихся в море, характерно увеличение скорости движения вниз по леднику вплоть до самого фронта. Скорости движения ледников, спускающихся на запад и северо-запад (ледники Седова, Юрия, Авсюка), оказались равными 55—65 м/год. По данным измерений 1948 г., эти ледники двигались быстрее — до 75 м/год. Скорость движения за 10 лет уменьшилась одновременно с уменьшением толщины льда. У фронта ледника Седова толщина убывала в среднем с 42 до 31 м [47]. Скорости движения выводных ледников, выходящих на восток и юго-восток, измерены не были, но, судя по внешним признакам и обилию айсбергов перед фронтом, многие из них движутся быстрее [46]. В некоторых случаях этому способствует более высокая температура льда. Например, ледник Обручева, спускающийся с купола Джексона, течет на восток из области фирнового питания с теплым (более пластичным) льдом, тогда как с остальных трех сторон она окружена, как подковой, областью ледяного питания с холодным (жестким) льдом [104].

Скорости движения льда куполов очень невелики. В центральной части купола Чурляниса лед проходит за год менее 1 м, а по краям купола — от 0 до 6—8 м.

Принимая в расчет большую пластичность (из-за более высокой температуры льда) и большую толщину льда Северо-Восточной Земли, можно думать, что скорости льда там больше, чем на Земле Франца-Иосифа и, вероятно, близки к наблюдающимся на Новой Земле.

Скорости движения ледников Северной Земли неизвестны. По аналогии с Землей Франца-Иосифа, режим ледниковых покровов, который сходен, по-видимому, с режимом оледенения Северной Земли, скорости движения выводных ледников, спускающихся в море, должны быть около

60—80 м/год. Ледники, оканчивающиеся на суше (а их много на Северной Земле), движутся, очевидно, еще медленнее.

Скорости движения льда ледников Полярного Урала ничтожны. На леднике ИГАН они не превышают 5 м/год [206].

БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Сведения о режиме ледниковых покровов и наблюдения на метеорологических полярных станциях дают возможность подсчитать общую величину ежегодного накопления осадков на ледниках и ежегодной убыли их массы за счет таяния снега и льда, подобно тому, как это было сделано для Новоземельского ледникового покрова в главе XII. Из-за недостатка исходных данных и малой точности балансовых расчетов они выполнены ниже только для средних условий накопления осадков и таяния за последние 30 лет.

Способы расчета и принятые допущения

Подсчеты баланса массы льда для всех ледниковых покровов, соседних с Новой Землей, были сделаны по той же схеме и с теми же допущениями, что и для Новоземельского ледникового покрова. Границы ледниковых зон были проведены по данным последних лет. На Земле Франца-Иосифа, Северной Земле и на восточном склоне Новой Земли была выделена зона ледяного питания. На Северо-Восточной Земле и на западном склоне Новой Земли эта зона занимает небольшую площадь, и поэтому не учитывалась.

Для расчета снегонакопления можно было воспользоваться имеющимися данными и приближенно построить кривые увеличения снегонакопления с высотой. Эти данные были приведены выше. Расчетная величина общего таяния снега и льда принималась по связи его со средней температурой лета (июнь — август) в том месте, для которого определялось таяние (см. рис. 40). Изменение температуры учитывалось между метеорологическими станциями (горизонтальный градиент) и по высоте (вертикальный градиент). Ошибки расчета приняты такими же, как и для Новоземельского покрова, т. е. $\pm 10 \text{ г/см}^2$ для снегонакопления и стаивания и $\pm 20 \text{ г/см}^2$ для их разности.

Результаты расчета

Результаты расчета приведены в табл. 91. Она составлена без учета расхода льда на образование айсбергов, которое, по сравнению со стаиванием, невелико. Кроме того, сопоставление аккумуляции снега на ледниках с их таянием более показательнее для суждения о современном направлении их развития, чем сравнение прихода массы льда со всеми составляющими его расхода. В самом деле, если накопление снега на поверхности ледника или ледникового покрова превышает таяние снега и льда, ледник нужно считать наступающим.

Если ледник лежит целиком на суше, то при накоплении снега, превышающем таяние, его конец будет продвигаться вперед. Если ледник сползает в море, то к стаиванию на его поверхности добавляется обламывание айсбергов и таяние с нижней поверхности льда, ограничивающие его продвижение вперед, но, по существу, не меняющие наступательного характера ледника. Поэтому независимо от того, оканчивается ли ледник на суше или сползает в море, следует считать его наступающим при превышении снегонакопления над стаиванием — и отступающим в обратном случае.

Сделанные расчеты, несмотря на их невысокую точность, позволяют показать современное направление развития каждого из рассмотренных ледниковых покровов и сравнить их между собой. Наиболее благоприятными для оледенения оказываются условия на западе района. Оледенение Северо-Восточной Земли, даже принимая во внимание крайние пределы величины балансового сальдо¹, наступало. Его масса в последние 30 лет увеличивалась.

¹ Расчеты баланса массы тех же ледниковых покровов были приведены в [218]. Крайние пределы снегонакопления и стаивания были тогда оценены иначе. Помимо расчета по

Таблица 91

Снегонакопление и стаивание на ледниковых покровах Северо-Восточной Атлантики

Ледниковый покров	Площадь льда, км ²	Снегонакопление		Стаивание		Сальдо баланса	
		10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²	10 ⁶ т	г/см ²
Северо-Восточная Земля	11070	5570	50	3357	33	+1913	+17
В том числе:							
Западный Лед	2530	769	30	1091	43	-322	-13
Восточный и Южный Лед	8250	4739	57	2332	28	+2406	+23
отдельные небольшие ледяные купола	260	63	24	234	90	-171	-65
Земля Франца-Иосифа	13920	4700	29	3500	47	-2500	-18
Новоземельский ледниковый покров	19740	10630	54	11340	57	-710	-3
В том числе:							
Северная ледниковая шапка	2270	550	24	1220	54	-670	-30
средняя часть покрова	13740	7420	54	7720	56	-280	-2
южная часть покрова	3730	2660	71	2400	64	+260	+7
или, если делить покров по ледоразделу:							
западный склон	10445	5820	56	5930	57	-110	-1
восточный склон	9295	4810	52	5410	53	-600	-6
Северная Земля	17470	3635	21	4265	25	-630	-4
В том числе:							
остров Комсомолец (вместе с островом Шмидта)	6330	1635	26	1670	26	-35	-0
остров Октябрьской Революции (с островом Пионер)	7820	1450	19	1570	30	-120	-1
остров Большевик	3320	550	17	1025	31	-475	-14

Климатическая причина этого — обилие осадков. Особенно благоприятными были условия питания Восточного и Южного Льда. На Западном Лёду снегонакопление было меньше, а стаивание больше, чем на Восточном и Южном Лёду, и общая его масса уменьшалась. Поверхность наступающего Восточного и Южного Льда в 3,5 раза больше, чем Западного. Это объясняет преобладание аккумуляции над расходом на Северо-Восточной Земле в целом. На Северной Земле оледенение имеет устойчивый характер. Здесь мало осадков, но мало и таяние. Оледенение сохранялось почти неизменным на севере архипелага (остров Комсомолец) и среднем острове (остров Октябрьской Революции) и убывало лишь на юге (на острове Большевик). На Земле Франца-Иосифа ледниковые покровы явно сокращались. При малом количестве осадков, лишь немного большем, чем на Северной Земле (см. табл. 87), таяние на невысоко лежащих ледяных куполах архипелага довольно велико, почти в два раз больше, чем на Северной Земле. На Новоземельском ледниковом покрове очень велики и снегонакопление и таяние. Превышение же стаивания над накоплением снега в среднем за последние 30 лет было небольшим.

средним, наиболее вероятным данным для каждого ледникового покрова, были сделаны расчеты по большему из возможных снегонакоплению и меньшему возможному таянию и, наоборот, по меньшему накоплению и большему таянию. Сравнение крайних пределов изменения балансового сальдо показывает, что они приблизительно те же, что и принятые в табл. 91.

Балансовые расчеты для отдельных частей Новоземельского покрова показывают большую убыль массы льда в северной части, незначительную в средней (самой большой по размерам) и даже некоторое увеличение массы льда в южной части. Если разделить покров по ледоразделу на западный и восточный склоны, то окажется, что большая убыль льда за счет таяния имеет место на восточном склоне, где хуже условия питания. На пространстве Новоземельского ледникового покрова, так же как и во всем рассматриваемом районе, наблюдается ухудшение условий питания с юга на север и с запада на восток. Западный склон покрова получает больше осадков, чем восточный.

Условия снегонакопления и таяния на Северной ледниковой шапке близки к средним условиям на Земле Франца-Иосифа. Южная часть ледникового покрова отличается наибольшими величинами снегонакопления и таяния во всем рассматриваемом районе и, следовательно, наибольшей энергией оледенения. Чтобы определить последнюю для всех ледниковых покровов так, как это предложил П. А. Шумский [227], т. е. суммой градиентов аккумуляции и абляции у границы питания, нет достаточного количества данных. Но величины, приведенные в табл. 91, дают возможность охарактеризовать описанные ледниковые покровы и в этом отношении.

Энергия оледенения приближенно может быть оценена суммой величин снегонакопления и стаивания, взятых в среднем на единицу площади (графы 4 и 6 табл. 91). Новоземельский ледниковый покров характеризуется наибольшей энергией оледенения (снегонакопление 54 г/см^2 , стаивание 57 г/см^2 , их сумма 111 г/см^2); следующее место занимает Северо-Восточная Земля ($50 + 33 = 83 \text{ г/см}^2$), затем идет Земля Франца-Иосифа ($29 + 47 = 76 \text{ г/см}^2$) и наименьшую энергию оледенения имеют ледниковые покровы Северной Земли ($21 + 25 = 46 \text{ г/см}^2$). В пределах Новоземельского покрова энергия оледенения заметно увеличивается с севера на юг. На Северной ледниковой шапке она приблизительно такая же, как в среднем на Земле Франца-Иосифа ($24 + 54 = 78 \text{ г/см}^2$), в средней части покрова ее величина характерна для всего покрова в целом ($54 + 56 = 110 \text{ г/см}^2$), а в южной его части — значительно больше ($71 + 64 = 135 \text{ г/см}^2$).

Подобную же относительную характеристику энергии оледенения дают величины аккумуляции (или абляции) на границе питания, где они равны между собой. Для средних частей ледниковых покровов при средних условиях температуры и осадков за последние 30 лет величины аккумуляции (или абляции) на границе питания составляли на Новоземельском покрове 60 г/см^2 , на Северо-Восточной Земле — $40\text{--}50 \text{ г/см}^2$, на Земле Франца-Иосифа — 30 г/см^2 и на Северной Земле — приблизительно 20 г/см^2 .

Данные табл. 91 согласуются с выводами других исследователей, сделанными на основании иных соображений. А. Глен [250, 251], указывая признаки сокращения оледенения Северо-Восточной Земли, отмечал его медленный темп и устойчивый характер ледникового покрова. В. Шютт, в результате исследований МГГ, пришел к убеждению о стационарном, а возможно, даже прогрессирующем характере оледенения Северо-Восточной Земли (П. А. Шумский, устное сообщение). Уменьшение массы льда Земли Франца-Иосифа, по данным экспедиции МГГ [47], в 1930—1960 гг. составило в среднем 27 г/см^2 в год. В эту величину входит расход льда на айсберги (по-видимому, преувеличенный авторами, см. ниже). Если его исключить, то по их данным получим [47, табл. 1 и 2] превышение стаивания над снегонакоплением в 13 г/см^2 в год, т. е. несколько меньше указанного в табл. 91. Сокращение оледенения Новой Земли, установленное сравнением съемок 30-х и 50-х годов, удовлетворительно согласуется с балансовыми расчетами (см. главу XII). Что касается Северной Земли, то выполненные расчеты подтверждают мнение П. А. Шумского: «Возможно, что в южной части архипелага в настоящее время происходит отступление ледников, а в северной части ледники остаются почти стационарными» [228, стр. 198].

Расход льда на айсберги

Расход льда на айсберги зависит от длины ледяных берегов и скоростей движения льда, сползающего в море. Скорости велики в выводных ледниках, служащих каналами разгрузки льда, и могут быть совсем незначительными на краях малоподвижных ледяных куполов. Большая энергия оледенения Новоземельского ледникового покрова и сравнительно высокая температура льда заставляют предполагать большие скорости движения и большой расход льда на айсберги. Действительно, Новоземельский покров теряет на образование айсбергов 2 км^3 льда в год или, в расчете на единицу всей поверхности покрова, 10 г/см^2 в год. Это увеличивает среднюю величину чистой годовой убыли льда до 13 г/см^2 .

На Земле Франца-Иосифа, по данным экспедиции МГГ [47, табл. 1 и 2], расход ледника Седова на айсберги равен $1,2 \cdot 10^8 \text{ т/год}$, что составляет на единицу его поверхности, вместе с питающей ледник частью купола Чурляниса (площадью $5,5 \text{ км}^2$), 22 г/см^2 в год. Купол Джексона с его выводными ледниками (50 км^2) расходует на айсберги 5 г/см^2 в год. Для архипелага в целом М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке приняли среднюю из этих двух величин — 14 г/см^2 в год (так же, как это было сделано ими для снегонакопления и таяния). Такое осреднение дало безусловно завышенную величину расхода на айсберги для всего архипелага. Если принять во внимание площади ледников, по которым сделан этот расчет, то средняя взвешенная величина оказалась бы равной 6 г/см^2 в год. Приблизительно ту же величину можно получить иначе. Принимая общую длину фронта выводных ледников, где происходит образование айсбергов, равной 1570 км [28], среднюю скорость движения льда 25 м/год и толщину льда у края 30 м по измерениям на леднике Седова [29, 47], получим, что ледниковые покровы Земли Франца-Иосифа теряют за счет образования айсбергов приблизительно $1,2 \text{ км}^3$ льда в год или 7 г/см^2 на единицу поверхности. Если принять эту величину, средняя убыль ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа возрастет до $20\text{—}25 \text{ г/см}^2$ в год (смотря по тому, каким принять чистое [стаивание — 13 г/см^2 в год по М. Г. Гросвальду и А. Н. Кренке или 18 г/см^2 в год по табл. 91]).

Расход льда Северо-Восточной Земли вряд ли больше, чем Земли Франца-Иосифа. Принимая его таким же (7 г/см^2 в год), получим ежегодное увеличение массы льда. На Северной Земле расход льда на айсберги, по-видимому, невелик, и вряд ли может сильно изменить величину расходной части баланса.

Большой расход льда на айсберги на Новой Земле объясняется значительными скоростями движения льда. На Земле Франца-Иосифа он велик благодаря очень большой длине ледяных берегов.

Современные изменения режима

В главе XII был рассмотрен ход изменения питания, абляции и их разности на Новоземельском ледниковом покрове с конца прошлого века (см. рис. 92). До 20-х годов текущего столетия, когда началось потепление Арктики, температура зимы была ниже в среднем почти на 3° , а лета — на 1° . Разница в температуре зимы и лета была больше, климат — суше, континентальней. И снегонакопление, и таяние были меньше. Но таяние, как и в последние 30 лет, превышало накопление снега, и оледенение сокращалось. Ежегодный снежный остаток в области питания был меньше почти в два раза. Меньшим было и отношение снежного остатка к количеству талых вод. В последующие годы вместе с повышением температуры увеличилось также снегонакопление и, несмотря на усилившееся таяние, более благоприятными стали условия питания.

К началу 30-х годов снегонакопление было еще несколько ниже, а таяние близко к среднему для последнего тридцатилетия, и в области питания к осени оставалось мало не стаявшего за лето снега. По исследованиям 2-го

МПП [21, 64], в области питания Новоземельского ледяного покрова не было обнаружено фирна, под слоем сезонного снега лежал плотный лед. В результате исследований тех лет сложилось представление об отсутствии на Новоземельском покрове области питания и реликтовом характере всего оледенения [79]. Объяснение этому видели, помимо сильного летнего таяния, в выносе снега ветрами даже с ледораздельных плато. О несостоятельности этого мнения говорилось выше.

Особенно много снега, при слабом летнем таянии, выпадало с середины 40-х до середины 50-х годов. В области питания из года в год накапливался нестайвавший за лето снег. Исследования в апреле — мае 1955 г. обнаружили на Новой Земле в области питания мощную фирновую толщу. С середины 50-х годов началось уменьшение накопления снега и увеличение таяния. В шурфе на станции Ледораздельная в мае 1958 г. была описана толща фирна, перемежающаяся со слоями и прослойками льда до глубины более 12 м (см. рис. 58). К концу 50-х годов, по-видимому, наметился переход к ледяному питанию, наблюдавшемуся в начале 30-х годов.

Исходя из аналогичного хода изменений климата для всего рассматриваемого района Северо-Восточной Атлантики, т. е. из того, что увеличение или уменьшение зимнего накопления снега и усиление или ослабление летнего таяния происходят в общем одновременно, можно думать, что изменения режима всех ледниковых покровов района происходят в одном направлении.

До потепления Арктики в 20-х годах текущего столетия таяние было несколько слабее, но менее благоприятными были и условия питания ледников из-за меньшего снегонакопления. Ледниковые покровы, сокращавшиеся в последнее тридцатилетие, отступали и в предшествующие годы. Покровы, ныне увеличивающиеся, наступали, быть может, более медленно. Наилучшие условия питания 40-х — начала 50-х годов, установленные для Новоземельского ледникового покрова, были характерны и для других покровов рассматриваемого района. Это подтверждается низким положением фирновой линии и границы питания в конце 40-х — начале 50-х годов на Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и Северной Земле. Усилившиеся в последние годы таяние привело к повсеместному повышению границы питания и ускорению отступления ледников. Однако общее направление развития оледенений рассматриваемого района не означает, как мы видели, тождественности их режима и не исключает различной реакции отдельных ледников или ледниковых покровов на аналогичные изменения климата.

Ледниковый покров Северо-Восточной Земли, например, в настоящее время, по-видимому, растет, тогда как льды Земли Франца-Иосифа довольно быстро сокращаются. Наблюдающееся в последние годы уменьшение снегонакопления и заметное усиление таяния на Северо-Восточной Земле могли привести к замедлению прироста массы льда, не изменив условий льдообразования. На Новой Земле, где таяние сильнее, уменьшилась доля фирна в фирново-ледяной толще, увеличились количество и толщина ледяных прослоек. В дальнейшем это может привести к погребению старого фирна под толщей наложенного льда, к смене фирнового питания на ледяное, к увеличению доли стока и понижению температуры верхних слоев льда, т. е. к заметному изменению режима ледникового покрова.

ВЫВОДЫ

Все изложенное выше о режиме ледников Новой Земли и соседних районов позволяет сделать некоторые общие выводы.

1. Современные изменения снегонакопления и таяния имеют первостепенное значение в жизни ледников. Представление о ледниках, как об образованиях, связанных лишь с климатом прошлого, а ныне постепенно сокращающихся, неверно. Существование малых ледников (таких, как ледники Полярного Урала и подобные им навейные ледники Новой Земли) обязано только современным условиям.

2. Изменение климата непосредственно влияет на составляющие баланса массы льда. Упрощая более сложные связи климата и баланса массы, можно сказать, что количество зимних осадков определяет аккумуляцию на ледниках, летняя температура — абляцию. Следовательно, изменения со временем количества зимних осадков и летней температуры воздуха немедленно отражаются на балансе массы ледников.

3. Изменения балансового сальдо массы ледников отражаются на их поведении (отступление, устойчивое состояние, или наступание) тем быстрее, чем меньше размеры оледенения. Можно принять, что для сравнительно небольших ледниковых покровов северо-восточной Атлантики отставание реакции ледников на изменения аккумуляции и абляции довольно невелико и может не учитываться при сравнении средних многолетних значений составляющих баланса массы и изменений размеров оледенения за десятилетия¹.

4. Изменение баланса массы ледника может (при определенных соотношениях составляющих баланса) привести к изменению его режима. Например, создавшееся в какой-то год превышение снегонакопления над таянием, сохраняясь в течение ряда лет, приведет к накоплению и постепенному увеличению толщи фирна, ранее отсутствовавшего, к смене типа питания с ледяного на фирновое, к уменьшению стока, повышению температуры льда и т. д. Уменьшение снегонакопления (или увеличение таяния) может привести к обратным изменениям режима.

5. Климатические изменения, общие для большого района, вызывают изменения составляющих баланса массы льда одного знака для всех ледников: увеличение зимних осадков увеличивает аккумуляцию, повышение летней температуры усиливает абляцию. Потепление климата приводит одновременно к увеличению осадков (и обычно, аккумуляции на ледниках) и усилению летнего таяния.

6. Однако соотношения площадей области питания и области расхода, зависящие не только от климата, но и от морфологии ледников, и неодинаковое изменение осадков, температуры и других метеорологических элементов (хотя бы и одного знака) в разных частях района приводят к изменению соотношений между аккумуляцией и абляцией на разных ледниках и даже к противоположному знаку балансового сальдо. Общее для всего района потепление на одном леднике может привести к большему увеличению аккумуляции по сравнению с абляцией, на другом — наоборот. Примером этого является изменение баланса льда на Северо-Восточной Земле и Земле Франца-Иосифа. Существовавшее, предположим, до потепления равенство аккумуляции и абляции и установившееся состояние обоих ледников, после потепления разрушается — один ледник начинает наступать, другой отступать.

7. Еще большие различия режима, вызываемые неравномерностью аккумуляции из-за переноса и переотложения снега ветром, наблюдаются на малых ледниках. Скопления метелевого и лавинного снега объясняют существование ледников значительно ниже теоретической снеговой линии (или нижней границы льноосферы), определенной по сумме зимних осадков и возможному летнему таянию.

8. Однозначная зависимость между климатическими изменениями и балансом массы ледника (или его наступанием и отступанием) установлена быть не может. Попытки нахождения подобных зависимостей, по существу, обречены на неудачу [217, 257]. Удовлетворительная корреляция в таких случаях может быть получена, когда сальдо баланса имеет один знак из-за явного преобладания какой-то составляющей баланса (например, расхода на таяние). Эта составляющая связывается с каким-то метеорологическим элементом (например, с летней температурой). Ее изменения преобладают и объясняют полученную корреляцию [217, 246].

¹ Это подразумевалось выше в главе XII при сравнении результатов балансовых расчетов и изменения размеров Новоземельского ледникового покрова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения, проведенные по программе МГГ, значительно пополнили наши знания об оледенении Новой Земли.

Морфология оледенения. Анализ материалов последних аэрофотосъемок и изучение составленных по ним новых карт дали более правильное представление о морфологии оледенения. Ранее принималось, что покров делится на три купола — северный, главный (самый высокий) и южный. В действительности оказалось, что Новоземельский ледниковый покров делится ледяной долиной Иностранцева на две неравные части — собственно покров (или щит) и Северную ледниковую шапку. Положение ледораздела на разных участках покрова меняется: на Северной ледниковой шапке он лежит восточнее геометрической оси покрова, а на щите проходит почти посредине.

В области переходного оледенения (от покровного к горному) имеются несколько ледниковых центров (ледяных плато), местами сливающихся друг с другом. Ранее эту область называли сетчатым оледенением и представляли [253] как сеть долинных ледников, лежащих в понижениях коренного рельефа. В области покрова ледники спускаются к морю по поперечным долинам, а в области переходного оледенения они заполняют межгорные продольные долины.

В области горного оледенения (противоположно тому, что написано в сводке П. А. Шумского [228, стр. 151]) две трети горных ледников лежат в бассейне Баренцева моря, но чаще на восточных склонах гор, подветренных относительно господствующих западных ветров.

Климат. Проведенные во время МГГ круглогодичные метеорологические наблюдения во внутренних частях острова дали первые точные данные о климате Новоземельского ледникового покрова. По данным наблюдений береговых метеорологических станций и станций экспедиции МГГ на западном склоне и ледоразделе покрова, оказалось возможным подсчитать горизонтальный и вертикальный градиенты температуры и получить представление об ее изменении в пределах ледникового покрова. Температура воздуха понижается с юга на север и с запада на восток. Над ледником температура заметно ниже, чем на побережье; падение ее с высотой происходит быстрее, чем в горных районах, не имеющих оледенения. В области питания покрова средняя месячная температура в отдельные годы достигает положительных значений в июле, но средняя многолетняя величина не доходит до нуля и в этом месяце. Осадки также уменьшаются с юга на север и с запада на восток, с высотой их сумма увеличивается приблизительно на 50 мм на каждые 100 м, достигая на ледораздельном пространстве (около 800 м над ур. моря) средней многолетней величины 800 мм/год. Наибольшее количество осадков выпадает при прохождении циклонов; доля внутримассовых осадков невелика, хотя воздух над ледниковым покровом насыщен влагой, особенно зимой (т. е. с сентября по май), что способствует обильному осаждению инея и изморози.

Над ледораздельным пространством ветры обычно не достигают такой силы, как на побережье. Их преобладающее направление здесь северо-западное.

что соответствует общей циркуляции атмосферы в районе Новой Земли. Вниз по склону средняя скорость ветра увеличивается, а преобладающим направлением становится направление падения склона, в районе Русской Гавани — южное. В нижней трети склона ветры такого направления, получившие название новоземельской боры, достигают наибольшей силы. Обильные снегопады связаны с северо-западными ветрами, южные и восточные ветры (бора) лишь переносят и переотлагают уже выпавший снег.

Радиационный режим и тепловой баланс поверхности. Круглогодичные актинометрические и теплобалансовые наблюдения, впервые проведенные на ледниковом покрове, дали представление о величинах прихода и расхода тепла через его поверхность. Как видно из табл. 38, 46 и 47, суммирующих данные актинометрических и теплобалансовых наблюдений за 1958 г., на ледниковом покрове потери радиационного тепла превышают его приход (годовая величина радиационного баланса на Ледораздельной — 9,6, на Барьере Сомнений — 3,1 ккал/см²). В то же время на побережье за пределами ледника радиационный баланс достигает величины +6,3 ккал/см²·год, что объясняется меньшим альбедо поверхности. Потери тепла излучением восполняются адвекцией, приходом тепла из воздуха, с окружающего ледяной покров теплого моря. В турбулентном теплообмене между атмосферой и поверхностью ледника преобладает направление потока тепла из воздуха к поверхности (6,9 ккал/см²·год на Ледораздельной, 8,1 ккал/см²·год на Барьере Сомнений); во влагообмене преобладает конденсация (3,1 ккал/см²·год на Ледораздельной, 1,9 ккал/см²·год на Барьере Сомнений). В результате теплообмена поверхности ледника с его толщей последняя получает тепло. В области питания оно идет на прогревание фирна и лишь небольшая доля тепла (около 0,4 ккал/см²·год) уносится с внутриледниковым стоком. В области абляции потери тепла со стоком весьма велики (6,5 ккал/см²·год).

Питание ледникового покрова. Проведенные в течение двух сезонов (1957/58 и 1958/59 гг.) наблюдения за снегонакоплением по рейкам на двух снегомерных площадках станций и в маршрутах дали представление о величине годовой аккумуляции и ее изменении с высотой вдоль западного склона покрова в его средней части (в районе Русской Гавани). Из сопоставления этих данных с данными наблюдений метеорологических станций на побережье и прежних экспедиций удалось показать вероятные изменения аккумуляции во времени и в пространстве (по поверхности покрова).

Метеомерные наблюдения вместе с измерениями осадков и снегонакопления по рейкам позволили дать первые количественные оценки переноса снега ветром. Снос снега ветром с ледникового покрова в целом не превышает 5—10% величины осадков, но в нижних частях выводных ледников в отдельные годы сносится в краевые участки, трещины и частью в море до 80% выпавшего снега. Большое значение имеет также перераспределение осадков в пределах покрова, и в том числе некоторое увеличение снегонакопления в верхних частях восточного (жарского) склона за счет сноса снега господствующими северо-западными ветрами с ледораздельного пространства.

Таяние снега и льда. Впервые были получены данные о величине таяния и талом ледниковом стоке на западном склоне покрова в районе Русской Гавани за два сезона (1958 и 1959 гг.). Это дало возможность по корреляции с температурой подсчитать, в первом приближении, вероятные колебания суммарной величины таяния за прошлые годы; при этом учтены изменения таяния по поверхности покрова. Проведенные измерения расходов рек и ручьев, стекающих в Русскую Гавань, позволили подсчитать их годовой сток и сравнить величины ледникового стока и стока неледниковых рек и ручьев побережья.

По наблюдениям 1958 г. таяние на леднике происходило на 50% за счет тепла солнечной радиации; около 35% дал теплообмен с воздухом и 15% — выделение теплоты конденсации.

Температура снега, фирна и льда. В 1958—1959 гг. были проведены впервые на Новой Земле систематические круглогодичные измерения температуры

в верхнем слое ледникового покрова до глубины распространения сезонных колебаний (20—30 м). В области питания (станция Ледораздельная) талые воды, просачиваясь в фирновые слои и вновь там замерзая, отдают тепло, поглощенное ими при таянии, и повышают температуру фирна до нуля на глубине 15—20 м. На уровнях 27 и 30 м летом 1958 г. была измерена температура $-1,4$ и $-1,6^{\circ}$, что, по-видимому, является свидетельством более суровых климатических условий и изменения характера питания в недавнем прошлом.

В области абляции на западном склоне покрова (станция Барьер Сомнений) температура льда ниже, так как здесь теплота, затраченная на таяние, уносится талыми водами, стекающими за пределы ледника. Слой постоянной в течение года температуры (-2°) находится на глубине 30 м. На основании маршрутного термозондирования, проведенного от ледораздела до фронта выводного ледника Шокальского, выделены три температурные зоны, из которых зоны фирнового питания и абляции более изучены. Промежуточная узкая зона ледяного питания не имеет на западном склоне покрова сплошного распространения.

Структура фирна и льда, льдообразование. Подробные макро- и микро-структурные исследования образцов фирна и льда из глубоких шурфов (до 26 м в области питания и 16 м в области расхода) и систематические описания стратиграфии снежно-фирновой толщ; выполненные в шурфах от ледораздела до нижних участков покрова, позволили выяснить условия питания и характер льдообразования на ледораздельном пространстве и западном склоне ледникового щита. В области питания под слоем сезонного снега залегают чередующиеся слои фирна и льда. Ледяные слои состоят в значительной мере из инфильтрационного льда. Однако часть ледяных прослоек сложена рекристаллизационным льдом. Фирново-ледяная толща переходит в однородный плотный лед на глубине 12—16 м. Нижняя граница фирновой зоны — фирновая линия — на охваченном подробными исследованиями участке западного склона покрова в 1958—1959 гг. лежала на высоте около 700 м, проходя здесь вдоль бровки крутого уступа ледника, названного Барьером Яблонского. В области абляции под слоем сезонного снега залегает плотный лед. В ее верхней части встречаются, особенно в понижениях, пятна наложенного льда. В структуре льда в области абляции заметно изменение формы и ориентировки кристаллов, связанное с движением.

Положение границ ледниковых зон во время исследований МГГ было очень высоким. По исследованиям в 1955 г. [231] фирновая линия и граница питания лежали значительно ниже. По данным этих исследований П. А. Шумским была выделена зона ледяного питания: на западном склоне покрова очень узкая и на карском склоне значительно более широкая. Расчеты показывают, что фирновая линия и граница питания от года к году могут колебаться в довольно широких пределах. Среднюю за последние 30 лет высоту границы питания на западном склоне покрова в районе Русской Гавани можно принять равной приблизительно 500—550 м.

Сравнение материалов экспедиций 1932/33, 1955 и 1957—1959 гг. приводит к мысли о вероятном изменении характера питания и связанного с ним температурного режима ледникового покрова. В 1932/33 г. питание было ледяным, а затем к концу 30-х годов сменилось фирновым. В 1958—1959 гг. наметился обратный переход к ледяному питанию. Вероятность таких изменений подтверждается расчетами.

Движение льда. В 1957—1959 гг. были выполнены измерения поверхностной скорости движения льда в ряде точек вдоль по леднику Шокальского вплоть до области его питания и по поперечному профилю ниже Барьера Сомнений. Вниз по леднику скорость его движения возрастает от 15—20 м/год в нижней части области питания (выше Барьера Яблонского) до 150 м/год у фронта. Определения положения точек поперечного профиля были сделаны неоднократно и дали представление о сезонном изменении скорости движения льда: более быстром летом и замедляющемся зимой. Подсчитан расход

льда через выводной ледник Шокальского (около 16 млн. м³ льда в год, при средней скорости его движения 80 м/год).

История развития оледенения. Новейшие исследования по геологии четвертичного периода в Арктике заставили пересмотреть представление о Новой Земле, как о центре покровного оледенения, распространявшегося на северо-восток Европы, Урал и Западную Сибирь. Значительные пространства этих областей покрывались морем, оледенение же ограничивалось пределами островов Новой Земли и горами Урала. Оно то расширялось до размеров, превышавших современные, и захватывало всю Новую Землю, включая и Южный остров, то сокращалось и почти исчезало. Современное оледенение не является реликтом былого огромного ледяного покрова, а представляет собой сравнительно молодое образование, обязанное своим существованием современным климатическим условиям. В его истории, начиная с позднеплейстоценового времени, можно выделить три стадии: кармакульскую, стадию Седова и стадию адмиралтейства. Первая была, по-видимому, одновременна стадии сальпауссельки. Последующее отступление было очень большим. Можно даже предположить, что во время климатического оптимума (предшествовавшего стадии Седова) Новоземельский ледниковый покров исчезал совсем. Такой же ход событий, судя по последним данным [44], наблюдался в это время и на соседнем архипелаге — Земле Франца-Иосифа. Оледенение стадии Седова соответствует последующему похолоданию, а стадии адмиралтейства — малому ледниковому периоду XVI—XVIII столетий.

Современные изменения размеров оледенения. Из сравнения новых карт с картами прежних съемок сделан вывод, что за 20 лет (между 1932 и 1952 гг.) общее сокращение объема Новоземельского ледникового покрова составило 71,4 км³, т. е. в среднем по 3,6 км³ льда (или 3,2 км³ воды) в год. Распределяя эту величину на всю поверхность покрова (19 740 км²), получим среднюю годовую убыль в 16 г/см².

Баланс массы льда. Подсчеты баланса массы Новоземельского ледникового покрова показывают, что несмотря на большую ежегодную убыль льда благодаря стаиванию (в среднем за 1930—1960 гг. 57 г/см²) чистый расход не очень велик из-за обильного питания осадками (в среднем за то же время 54 г/см²). Значительное увеличение расходной части бюджета льда дает расход его на айсберги, обламывающиеся от концов выводных ледников, составляющий в пересчете на единицу всей поверхности покрова около 10 г/см² в год. Таким образом, чистая годовая убыль льда на единицу поверхности покрова в среднем за 1930—1960 гг. составляет 13 г/см². Учитывая вероятные пределы ошибок в подсчете чистого бюджета (+ 20 г/см²), можно сказать, что масса ледникового покрова за год изменяется в пределах от —33 до + 7 г/см². Наиболее вероятно, что покров в последние 30 лет убывал. Удовлетворительное совпадение балансовых расчетов (чистый бюджет равен —13 г/см²·год) с подсчетами изменения объема, полученного из сравнения карт (—16 г/см²·год), указывает на то, что расчетные величины снегонакопления, стаивания и расхода льда на обламывание айсбергов близки к действительным.

Оледенение Новой Земли и соседних ледниковых районов. Ледники Новой Земли имеют много общего с ледниками арктических островов (Щипцбергена, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли) и ближайшими горными ледниками Полярного Урала на материке. На Новой Земле встречаются ледники почти всех морфологических типов с различным режимом, характерным для соседних ледниковых районов. В ее пределах находится обширный ледниковый покров с областью фирнового питания и высокой температурой льда, благодаря обильному снегонакоплению, подобный покровам Северо-Восточной Земли. На карском склоне широкое распространение имеет зона ледяного питания, подобно тому, как это наблюдается на ледяных куполах Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Зона ледяного питания существует в условиях меньшего количества осадков и определяет более низкую температуру льда и меньшую его текучесть. Область переходного оледе-

нения Новой Земли сходна с оледенением Западного Шпицбергена. Сходны, по-видимому, по характеру и их горные ледники. Наконец, крайняя южная область новоземельского оледенения — область малых ледников и снежников — имеет много общего с оледенением Полярного Урала.

Сравнительная характеристика средних величин снегонакопления и стаивания на Новоземельском и соседних ледниковых покровах приводится в табл. 91. Она показывает, что, несмотря на сходство климатических условий и колебаний климата по всему рассматриваемому району, бюджет массы льда, в зависимости от соотношения его составляющих, различается на соседних ледниковых покровах не только по величине, но и по знаку. В то время как на Новой Земле, благодаря большим величинам снегонакопления и таяния, бюджет льда (если не считать расхода на айсберги) оказывается близким к нейтральному, на Земле Франца-Иосифа, из-за сравнительно малого снегонакопления, он отрицателен, на Северо-Восточной Земле, из-за очень большого снегонакопления, положителен, а на Северной Земле — близок к нейтральному, из-за малых величин снегонакопления и таяния. Существенную поправку к этим выводам может внести учет расхода льда на айсберги. Однако его оценка, по имеющимся в настоящее время данным, наименее надежна.

Вопросы, требующие дальнейшего изучения. Наряду со многими новыми сведениями, полученными в результате исследований в период МГГ, более определенно выяснились и вопросы, требующие дальнейшего изучения. Многие из изложенного выше требуют уточнения и проверки.

1. Недостаточно известна морфология оледенения. Имеющиеся карты, составленные по аэрофотосъемке, очень неточно изображают внутренние части Новой Земли, особенно Северного острова, занятого ледниковым покровом. Что же касается подледного рельефа, то он почти совсем неизвестен. Измерения толщины льда сейсмозондированием были сделаны лишь в нескольких точках в нижней части покрова в районе Русской Гавани во время работ 2-го МПГ [66]. Экспедиция МГГ подобных измерений не сделала. Все имеющиеся оценки толщины и объема Новоземельского ледникового покрова основываются лишь на общих соображениях о морфологии ледников и подледного ложа. Они очень приближены, а может быть и неверны.

2. До исследований МГГ климат Новой Земли был известен лишь по наблюдениям береговых метеорологических станций. Только наблюдения на двух ледниковых станциях в период МГГ, охватившие один полный годовой цикл, дали данные для характеристики климата внутренних частей острова. Но и они дают представление лишь о климате западного склона покрова. Метеорологических наблюдений на восточном (карском) склоне не было. В настоящее время на карской стороне Новой Земли нет даже береговых станций. На станциях Залив Благополучия и Мыс Выходной велись наблюдения в течение 4—5 лет до Великой Отечественной войны. Таким образом, климат карского склона известен значительно хуже. Принятые в работе характеристики осадков и температуры нуждаются в проверке и уточнении.

Для карского склона нет непосредственных наблюдений снегонакопления, таяния снега и льда, температурного режима, положения границ ледниковых зон и других гляциологических характеристик.

3. Сделанных измерений скорости движения льда совершенно недостаточно для того, чтобы дать сколько-нибудь полное представление о движении Новоземельского ледникового покрова в целом. Измерения позволили лишь приблизительно оценить расход льда на образование айсбергов одного из выводных ледников Новоземельского покрова — ледника Шокальского. Скорость движения льда (по-видимому, более холодного) выводных ледников карского склона совершенно неизвестна. Неизвестно также, какие изменения скорости движения и расхода льда на айсберги могут наблюдаться из года в год. Этот вопрос вообще очень мало разработан в гляциологии. При расчетах баланса массы льда величина расхода на айсберги обычно принимается неизменной, что, очевидно, неверно.

4. Большинство сведений о сокращении размеров оледенения Новой Земли относится к ледникам западного берега. Есть основания думать, что ледяные берега на карской стороне более устойчивы, изменялись мало, но это нуждается в проверке. Требуют проверки также высказанные в работе соображения о современных изменениях режима новоземельского оледенения, направленных к смене фирнового питания ледяным.

5. Очень плохо известна геологическая история новоземельского оледенения. Почти отсутствуют точные датировки образования морских террас разных уровней, моренных гряд и т. п. До сего времени не применялись точные современные методы определения возраста (например, по содержанию C_{14}). Необходимо восполнить этот пробел.

Для решения поставленных вопросов необходимы дальнейшие исследования. В ближайшие годы желательно провести аэрофотосъемку, охватывающую весь Северный остров и северную часть Южного, где имеются ледники, организовать постоянные метеорологические станции на карском побережье и, прежде всего, возобновить наблюдения на станциях Залив Благополучия и Мыс Выходной.

При проведении дальнейших исследований желательны: а) организация станции в районе Русской Гавани, экспедиционные исследования на леднике Шокальского и прилегающей к нему части ледникового покрова (где проводились исследования в период МГГ), а также на карском склоне ледникового покрова до залива Благополучия; б) маршрутные исследования по всему ледниковому покрову, включающие сейсмозондирование; в) повторные определения координат станционных домиков и балков, оставленных на леднике в 1959 г., что дало бы надежные данные о направлении и скорости движения льда за длительный период; г) повторные определения абсолютной высоты уровня озер в районе Русской Гавани и их температуры.

Программа исследований может быть шире или уже, в зависимости от материальных возможностей и состава экспедиции, но широкая постановка исследований на Новой Земле была бы весьма желательна. Разнообразие типов и форм оледенения в ее пределах исключительно благоприятно для сравнения. Было бы целесообразно организовать гляциологические исследования, одновременные с основными исследованиями в средней части покрова (на поперечнике Русская Гавань — Залив Благополучия), на Северной ледниковой шапке и в областях переходного оледенения, горного оледенения (близ Маточника Шара) и малых ледников и снежников (например, в бассейне реки Безымянной в северно-западной части Южного острова, где работала экспедиция Арктического института в 1947 г. [42]).

При проведении работ в области покрова для определения положения точек на поверхности ледника и их смещения целесообразно использовать телуromетрические наблюдения. Геодезические способы очень не производительны из-за обычной в Арктике крайне неблагоприятной погоды. Очень существенной частью исследований в области ледораздела явилось бы точное определение высот ледяной поверхности и коренного ложа, а также определение положения топографического и динамического ледораздела.

ABSTRACT

The book contains a description of the glaciers of the Novaya Zemlya. It is the full report on scientific results of the Novaya Zemlya Expedition of the Institute of Geography of the Academy of Sciences of the USSR, 1957—1959. The Expedition has made glaciological researches on the Shokalsky Glacier and its accumulation area on the ice sheet up to the ice divide in the Russkaya Gavan region on the IGY program.

Chapter I presents descriptions of the nature of the Novaya Zemlya and the history of researches, especially of its glaciation.

Chapter II is concerned with the glacial morphology. The whole glaciation (24,300 km²) can be divided into four parts: Ice sheet (19,940 km²), Transitional glaciation area (3,150 km²), Mountain glaciers (1,170 km²), and Small windblown glaciers and snow-patches area on the South Island and on the strandflat along the coastline on the North Island. The Ice sheet has two parts: the larger one or the Ice sheet proper, and the Northern Ice Cap. The border between them is the Inostrantsev Ice Valley.

There are several centres (ice plateaux) in the Transitional glaciation area; from there the glaciers flow in different directions. Some of those plateaux merge together. Two thirds of the mountain glaciers are in the Barents Sea basin on the eastern slopes of the mountains (on their leesides, for the western winds prevail there), and only one third is in the Kara Sea basin.

Chapter III describes the climate of the Novaya Zemlya. The whole year-round observations during the IGY period gave possibilities to calculate the vertical and horizontal temperature and precipitation gradients. They were used to understand the change of temperature and precipitation over the whole Ice sheet. It is much colder on the ice-divide area of the Ice sheet than on the coast. Sometimes in July (not every year) mean monthly temperature is slightly higher than 0° C. The higher altitude is the more precipitation falls. It increases about 50 mm or more per 100 m and reaches over the ice divide area (800 m above sea level) about 800 mm per year. Wind velocity is not so great over the ice-divide areas as over the lower parts of slopes and the coast. The Novaya Zemlya typical wind (called Bora) originates near the ice divide and then becomes stronger down the slope. Over the ice divide area the western and north-western winds prevail corresponding to the general direction of the airflow over the Novaya Zemlya.

In Chapter IV the solar radiation and heat budget of the glacier surface are described on the whole year-round observations at two stations. The main data are given in tables 38, 46 and 47. The loss of heat by radiation on the Ice sheet exceeds its income and is compensated by the income heat from air. The heat flux towards glacier surface prevails nearly the whole year round, and the total condensation is more than the evaporation. As the result of the heat interchange the upper layers of the glacier receive heat through its surface. The heat is spent on warming the firn in the accumulation area, and it escapes with the run-off in the ablation area.

Chapter V deals with the accumulation of snow on glaciers. Reliable data of the snow cover on the Barents Sea slope in the Russkaya Gavan region have been obtained by the IGY Expedition. The correlation with some data of the earlier expeditions and the meteorological stations on the coast gave possibilities to calculate the probable distribution of accumulation over the whole ice sheet and its variations.

Some interesting data were obtained from drift-snow measurements. They have shown the real importance of snow transported by winds over the ice sheet that had been overestimated in the past. The amount of snow having been blown by winds from the ice sheet beyond its limits is not more than 5% of the total snowfall (see fig. 29), but in the lower parts of outlet glaciers in some years the quantity of blown snow can reach up to 80% of the whole snowfall. The significance of the snow drift lies in the redistribution of snow.

Chapter VI is concerned with the melting of snow and ice. Data on the total annual ablation on the Barents Sea slope have been correlated with temperatures, and an idea was received about distribution of melting over the whole surface of the ice sheet and its change with time. Besides, the water discharge of the small glacier and non-glacier rivers of the Russkaya Gavan region have been measured and the run-off calculated.

Observations made in the 1958 ablation season have shown that more than 50% of the total melting heat are received from the solar radiation, about 30% from turbulent heat interchange with air, and 15% from the latent heat of condensation.

In Chapter VII the temperature regime of the upper layers of the ice sheet is described based on the whole year-round observations in two boreholes at the stations Ledorazdelnaya and Barrier Somnny and also en route measurements along the slope from the ice divide to the tongue of the Shokalsky Glacier. In the accumulation area the temperature reaches 0°C at the depth of 15–20 m. Lower temperatures were measured in June 1958 at the depth of 27 and 30 m (-1.4 , -1.6°C respectively). Such temperatures are evidence of more severe climatic conditions in the recent past.

In the ablation area, where the heat having been spent on melting goes away with the melt water, the temperatures of ice layers are lower than in the accumulation area. The constant temperatures during the whole year of -2.0°C were measured at the depth of 30 m. The route measurements were made in April 1959 and have shown the existence of three temperature zones (table 66).

In Chapter VIII the structure and formation of firn and ice are discussed. Figures 58 and 67 show the firn and ice profiles in the pits near the stations Ledorazdelnaya and Barrier Somnny. Alternating firn and ice layers turn into solid glacier ice at the depth of 12–16 m in the ice divide area.

The firn line in 1958–1959 was very high. In 1954 the firn line and the accumulation limit (equilibrium line) were lower. Some calculations show that the altitude of the firn line and the accumulation limit can change significantly from year to year (see table 74). The location of the firn line and the accumulation limit on the Novaya Zemlya ice sheet in 1954 (lower) and in 1959 (higher) are shown on fig. 38. Their mean location is given on fig. 56. Table 81 presents values of accumulation and ablation areas, ratios between them and their variations.

The data of 1932/33, 1955 and 1957–1959 expeditions made us suppose a change in the character of nourishment of the Novaya Zemlya ice sheet. There was nourishment of the ice-type (formation of superimposed ice) in 1932/33, then it changed into firn nourishment. In 1958/1959 we observed the transitional state: the thick ice layers are being formed amidst firn.

In Chapter IX the ice movement is considered. The surface velocity of ice increases on the Shokalsky Glacier from 15–20 m per year in the lower part of the accumulation area to about 150 m per year on the glacier tongue. Re-measuring along the profile across the Shokalsky Glacier near the Barrier Somnny Station have given data about the seasonal changes of the surface velocity (see fig. 74, 76). Besides, the discharge of ice through the Shokalsky

Glacier was computed. It is 16 million m^3 of ice per year, the mean velocity being equal to 80 m/year.

In Chapter X the geological history of glaciation is presented. Modern studies of the Quaternary geology of the Arctic revised former concept that the Novaya Zemlya was the glacial centre of an immense Pleistocene ice sheet that covered the north-eastern Europe, the Urals and the West Siberia.

Large areas of these regions have been covered by sea; glaciation has been limited only to the Novaya Zemlya Islands and to the mountain glaciers of the Urals. Its history from late Pleistocene can be divided into three stages: Karmakul, Sedov and Admiralty. The first of them was concurrent with the Salpaus-selkya Stage in eastern Europe.

The last Admiralty Stage corresponds to the advance of glaciers during the Little Ice Age (16—19 centuries).

Recent glacier changes (Chapter XI) have been determined by comparison of the available maps. The total regression of glaciers during 20 years (1932—1952) is about 71.4 km^3 of ice, i. e. 3.6 km^3 of ice (or 3.2 km^3 of water) per year. Dividing it by the whole area of the ice sheet ($19,740 \text{ km}^2$) we have the mean annual loss about 16 gr/cm^2 .

In Chapter XII the mass-budget calculations have been made. They have shown that in spite of the big annual value of melting (the 1930—1960 mean value is 57 gr/cm^2), the net loss of ice is not so great because of abundant accumulation of snow (the 1930—1960 mean value is 54 gr/cm^2). The considerable increase of loss is presented by the discharge of ice into sea (about 10 gr/cm^2 calculated over the whole area of the ice sheet). So the 1930—1960 mean annual net loss of ice is about 13 gr/cm^2 . It agrees well with 16 gr/cm^2 received by comparison of maps.

In Chapter XIII the glaciation of the Novaya Zemlya in comparison with the neighbouring glaciated regions is considered. The glaciers of the Franz-Josef Land, Spitsbergen, Severnaya Zemlya and small mountain glaciers of the Urals have many common features with the Novaya Zemlya glaciers. There are glaciers of nearly all morphological types on the Novaya Zemlya with different characters of their regime. We find here the large ice sheet that has abundant firn nourishment and warm ice like that in the ice sheets of the North-East Land. There are on the Kara Sea slope widely spreading zones of ice nourishment like those on the ice caps of the Franz-Josef Land and of the Severnaya Zemlya. The area of transitional glaciation of the Novaya Zemlya is similar to the West Spitsbergen glaciation. And, finally, the small glaciers and snow patches in the southern regions and on the coast of the Novaya Zemlya are similar to the Polar Urals glaciation.

The comparison of the mean accumulation and the loss of ice by melting on the Novaya Zemlya and on the neighbouring ice sheets is given in table 91. It shows that, in spite of the great resemblance of climate in the regions considered and simultaneousness of climatic fluctuations over them, their mass budget is quite different because of different relations between income and loss of ice. While on the Novaya Zemlya, because of large year values of both the accumulation and the melting away, the mass budget (if we neglect the discharge of ice into sea) is close to equilibrium (to balance), on the Franz-Josef Land it is negative (because of the small accumulation), on the North-East Land it is positive (because of the great accumulation) and on the Severnaya Zemlya the mass budget is close to equilibrium due to small values of both the accumulation and the melting away. Substantial correction can be made to this conclusion on account of the ice discharge. But the reliability of its estimation on basis of the available data is less than of other items of the mass budget.

ЛИТЕРАТУРА

1. А в с ю к Г. А. Измерение температур льда ледника Карабаткак. Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, вып. 4. Труды Ин-та географии, 1954.
2. А в с ю к Г. А. Температура льда в ледниках. Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, вып. 5. Труды Ин-та географии, вып. 67, 1956.
3. А в с ю к Г. А. Современная изученность ледников Советской Арктики. В сб.: Проблемы Севера, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1959.
4. А в с ю к Г. А. Гляциологические исследования в период Международного геофизического года (1957—1958—1959 гг.). Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1960.
5. Б а ж е в А. Б. Характер льдообразования и строение фирново-ледяной толщи в области питания ледника Шокальского. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3, 1961. Ротапринт.
6. Б а ж е в А. Б. Особенности льдообразования и строения фирново-ледяной толщи в области питания Новоземельского ледникового покрова. В сб.: Исследование ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
7. Б а ж е в А. Б. Трещины в фирновой области Новоземельского ледникового покрова. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 7. 1963. Ротапринт.
8. Б а ж е в А. В. Я. Навесные ледники района Русской Гавани. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 11, 1965. Ротапринт.
9. Б а ж е в А. Б., Б а ж е в а В. Я. Структура льда. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. 1962. Ротапринт.
10. Б а ж е в А. Б., Б а ж е в а В. Я. Строение фирново-ледяной толщи на южном склоне Эльбруса. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 10, 1964. Ротапринт.
11. Б а ж е в А. Б., Б а ж е в а В. Я., К о р я к и н В. С. Гляциогеоморфология. Материалы гляциологических исследований. (МГГ). Новая Земля. 1962. Ротапринт.
12. Б а й д а л М. Х. Формы циркуляции атмосферы и их проявления в природе. Труды Казахского научно-исслед. гидромет. ин-та, вып. 10. Алма-Ата, 1959.
13. Б е л о к у р о в С. О плавании голландских двух кораблей к северным странам для изыскания проходу мимо Новой Земли в Китайское государство и оттуда к восточной Индии. В журнале: Чтения общества истории и древностей российских. Книга 4-я, 1893 г.; книга 4-я, 1895.
14. Б е р л я н д М. Е., Б е р л я н д Т. Г. Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1, 1952.
15. Б у д ы к о М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеопиздат, 1956.
16. Б у д ы к о М. И., Л а й х т м а н Д. Л., Т и м о ф е е в М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3, 1953.
17. Б у т И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 7. 1962. Ротапринт.
18. Б э р К. Геогностическое строение Новой Земли. «Журнал министерства народного просвещения», ч. 18, 1838, стр. 405—415.
19. В а н г е н г е й м Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, 1952.
20. В е б е р В. Н. Из экспедиции «Ермака» в 1901 году. Записки минералогич. об-ва, серия II, ч. 46, вып. 2. СПб., 1908.
21. В ё л ь к е н К. Предварительное сообщение о некоторых гляциологических наблюдениях в Русской Гавани на Новой Земле. Бюлл. Арктич. ин-та, № 6—7, 1933.
22. В е р б и ц к а я Н. П. О работах экспедиции Арктического института на побережье Новой Земли в 1936 г. Уч.

- зап. Моск. гос. ун-та, вып. 16, 1937.
23. Визе В. Ю. Перевалом через ледниковый покров Новой Земли. Зап. по гидрографии, Изд. гидрографического управления СССР, т. 49. Л., 1925.
24. Визе В. Ю. Новоземельская бора. Изв. Центр. гидромет. бюро, вып. 5, 1925.
25. Визе В. Ю. Метеорологические наблюдения полярной экспедиции Г. Я. Седова, т. I. Наблюдения в бухте Фоки на Новой Земле, 1912—1913 гг. Всес. Арктич. ин-т. Материалы по изучению Арктики, № 1. Л., 1931.
26. Визе В. Ю. Моря Советской Арктики. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1948.
27. Визе В. Ю., Горбачкий Г. В., Горбунов Г. П., Городков Б. Н., Сакс В. Н. Советская Арктика, М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1946.
28. Виноградов О. Н. Морфометрия ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 7, 1963. Ротапринт.
29. Виноградов О. Н., Гросвальд М. Г. Движение и структура ледников Земли Франца-Иосифа. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 6, 1962. Ротапринт.
30. Гаврилова М. К. Радиационный климат Арктики. Л., Гидрометеиздат, 1963.
31. Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. Изд-во АН СССР, 1962.
32. Гальцов А. П. Анализ климатообразующих процессов. Изд-во АН СССР, 1957.
33. Гельвальд Ф. В области вечно-го льда. История путешествий к северному полюсу с древнейших времен до настоящего. СПб., 1884.
34. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды Ин-та географии, вып. 33. Изд-во АН СССР, 1939.
35. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1960.
36. Голицын Б. Б. Отчет об экспедиции Императ. Акад. наук на Новую Землю летом 1896 года. Общий обзор деятельности экспедиции. Зап. Имп. Акад. наук, серия 8, т. 8, № 1. СПб., 1896.
37. Горбачкий Г. В. Ископаемые ледники Крестовой губы на Новой Земле. «Arctica», кн. 1. Л., 1933.
38. Горбачкий Г. В. О характере береговой линии в районе мыса Желания. «Arctica», кн. 2. Л., 1934.
39. Горбачкий Г. В. Геоморфологический очерк западной части северного острова Новой Земли между губой Мелкой и губой Северной Сульменовой. Труды Арктич. ин-та, т. 13, 1934.
40. Горбачкий Г. В. Геология и рельеф побережья Карского моря. Уч. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 19, 1938.
41. Горбачкий Г. В. Физикографические контуры северной части Новой Земли (район мыса Желания). Землеведение, новая серия, т. 1 (41). М., 1940.
42. Горбачкий Г. В. Так называемые ледники Пенка на Новой Земле и некоторые черты района их распространения. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 90, вып. 1. 1958.
43. Гриневецкий Л. Ф. Поперек Новой Земли. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 19, вып. 4, 1883.
44. Гросвальд М. Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеландшафтная история ее ледниковых покровов. В сб.: Гляциологические исследования, № 9, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
45. Гросвальд М. Г., Корякин В. С. Прорывы ледниково-подпрудных озер в Советской Арктике. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 6, 1962. Ротапринт.
46. Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. В сб.: Гляциологические исследования, № 6, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
47. Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Современное убывание оледенения Земли Франца-Иосифа. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 5, 1962. Ротапринт.
48. Гуделис В. К. О проведении стратиграфической границы плейстоцена—голоцена. В сб.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
49. Давидович Н. В. Предварительные результаты работ по определению составляющих теплового баланса новоземельских ледников в период абляции. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 10. 1961. Ротапринт.
50. Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли. В сб.: Гляциологические исследования, № 6, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
51. Давидович Н. В. Влияние короткопериодических колебаний климата на тип льдообразования в центральных районах Новой Земли. В сб.: Гляциологические исследования, № 9, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
52. Давидович Н. В., Каневский З. М. Некоторые результаты гляциологических наблюдений в Русской

- Гавани (Новая Земля) в 1955—1956 гг. В сб.: Вопросы физической географии полярных стран, вып. 1 МГУ, 1958. Ротапринт.
53. Давидович Н. В., Каневский З. М., Чижев О. П. Основные метеорологические наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. Метеорология, вып. 1. 1961. Ротапринт.
 54. Давидович Н. В., Каневский З. М., Чижев О. П. Основные метеорологические наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. Метеорология, вып. 2. 1961. Ротапринт.
 55. Давидович Н. В., Чижев О. П. Актинометрические наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. Метеорология, вып. 3. 1961. Ротапринт.
 56. Давидович Н. В., Чижев О. П. Дополнительные наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. Метеорология, вып. 4. 1961. Ротапринт.
 57. Демокидов К. К. Геоморфология Новоземельских проливов. Труды НИИГА, т. 59. Изд-во Главсевморпути, 1953.
 58. Демокидов К. К. Геологическое строение и полезные ископаемые Южного острова Новой Земли. Труды НИИГА, т. 68. Изд-во Главсевморпути, 1953.
 59. Демокидов К. К., Романович Б. С., Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач. В сб.: Геология Советской Арктики. Труды НИИГА, т. 81. Изд-во Главсевморпути, 1957.
 60. Де-Фер Г. Плавание Баренца 1594—1597 гг. Изд-во Главсевморпути, 1936.
 61. Докторовский В. С. Болота и торфяники, развитие и строение их. М., Управление водного хозяйства и мелиорации, Н.К.З. 1922.
 62. Долгушин Л. Д. Географические наблюдения в Антарктиде. Сообщение 1-е. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1958.
 63. Долгушин Л. Д. Природные зоны восточной Антарктиды. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 1. 1961. Ротапринт.
 64. Ермолаев М. М. Работы Новоземельской гляциологической станции в Русской Гавани. Бюлл. Арктич. ин-та, № 2, 1934.
 65. Ермолаев М. М. Очерк геологического строения Новой Земли. В кн.: Новоземельская экскурсия, ч. 1. Междунар. геол. конгресс, 17-я сессия. Изд-во Главсевморпути, 1937.
 66. Ермолаев М. М. Гляциологическая экскурсия на ледник Шокальского в Русской Гавани. В кн.: Новоземельская экскурсия, ч. 2. Междунар. геол. конгресс, 17-я сессия. Изд-во Главсевморпути, 1937.
 67. Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 89, вып. 6, 1957.
 68. Загорская Н. Г. Новая Земля. Труды НИИГА, т. 91. М.—Л., 1959.
 69. Зайков Б. Д. Средний срок и его распределение в году на территории СССР. Труды научно-исслед. учреждений Гидрометеослужбы, серия IV, вып. 24. М.—Л., Гидрометеоиздат, 1946.
 70. Зингер Е. М. На ледниках Новой Земли. Географиз, 1962.
 71. Зингер Е. М. Стационарные наблюдения на станциях Ледораздельная и Барьер Сомнений. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Снежный покров, вып. 1. Новая Земля, 1962. Ротапринт.
 72. Зингер Е. М. Некоторые особенности снежного покрова на леднике Шокальского (Новая Земля). В сб.: Географические сообщения, № 3, ИГАН АН СССР, М., 1966.
 73. Зингер Е. М., Корякин В. С. Снежный покров в бассейне ледника Шокальского (Новая Земля). В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледниковых толщ. Изд-во «Наука», 1965.
 74. Зингер Е. М., Энгельгардт В. В. Снегонакопление и стаивание на леднике Шокальского и прилегающей к нему части Новоземельского ледникового щита. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3. 1961. Ротапринт.
 75. Зингер Е. М., Энгельгардт В. В., Яблонский О. А. Маршрутные наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. 1962. Снежный покров, вып. 2. Ротапринт.
 76. Зубаков В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири. В сб.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 4. ВИНТИ, 1961.
 77. Иванов Л. Л. На Новой Земле. Природа, № 1, 1913.
 78. Калесник С. В. Геологические работы в заливе Благополучия в 1936г. Бюлл. Арктич. ин-та, № 10, 1936.
 79. Калесник С. В. Общая гляциология. Л., Учпедгиз, 1939.
 80. Калесник С. В. Очерки гляциологии. Географиз, 1963.
 81. Каледка М. С. О центрах оледенений на крайнем северо-востоке Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 135, № 4, 1960.
 82. Калинин Г. П. О добегании талых и дождевых вод. Метеорология и гидрология, № 4, 1956.
 83. Каневский З. М. Климатическая характеристика района Русской

- Гавани (Новая Земля). В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
84. Каплин П. А. Отступление ледников Новой Земли. Природа, № 3, 1958.
 85. Кирюшина М. Г., Полякин Я. И., Соколов В. Н., Стрелков С. А. Особенности проявления новейшей тектоники в Советской Арктике. В сб.: Неотектоника СССР. Рига, изд-во АН Латв. ССР, 1961.
 86. Киселев О. Н. Некоторые данные по морфологии ископаемых ледников Крестовой губы. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 73, вып. 3, 1941.
 87. Кленова М. В. Физико-географический очерк губы Новой (Новая Земля). Труды Плов. морск. научн. ин-та, т. 4, вып. 4. М., 1930.
 88. Кленова М. В. Постплиоценовая глина из губы Крестовой на Новой Земле. Труды Геологич. ин-та, т. 1. Изд-во АН СССР, 1932.
 89. Кленова М. В. Погруженные береговые линии Баренцева моря. Труды Советской секции Междунар. ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4. Л., 1939.
 90. Козлов М. П. Об измерении зимних осадков на полярных станциях. Проблемы Арктики, № 2, 1937.
 91. Коломыц Э. Г. Приледниковые ландшафты современного покровного оледенения Новой Земли. В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., изд. МГУ, 1960.
 92. Константинов А. Р. Основание методики расчета испарения по данным метеорологических станций. Труды Гос. гидр. ин-та, вып. 54 (108), 1956.
 93. Коровникова В. В. Скорости склонового стекания в начальный период снеготаяния. Труды Моск. автодор. ин-та, вып. 22. М., 1958.
 94. Корякин В. С. Особенности движения и морфологии ледника Шокальского и соседних с ним ледников Новой Земли. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3. 1961. Ротапринт.
 95. Корякин В. С. Движение ледника. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля, 1962. Ротапринт.
 96. Корякин В. С. Особенности движения льда и морфологии покровного оледенения Новой Земли. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 6. 1962. Ротапринт.
 97. Корякин В. С. Отступление ледников в районе Машиной губы. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 6. 1963. Ротапринт.
 98. Корякин В. С. Особенности движения льда и морфологии ледников Новой Земли. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
 99. Корякин В. С. Площадь ледников Новой Земли. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 7. 1964. Ротапринт.
 100. Корякин В. С. Современная деградация оледенения Новой Земли. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 9. 1964. Ротапринт.
 101. Корякин В. С. Особенности морфологии и эволюции современного оледенения Новой Земли и соседних ледниковых районов. В сб.: Гляциологические исследования, № 13. Изд-во «Наука», 1964.
 102. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. Гляциология, № 7, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
 103. Кренке А. Н. К методике расчета теплового баланса поверхности ледника в период абляции. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 2. 1961. Ротапринт.
 104. Кренке А. Н. Ледниковый купол с фирновым питанием на Земле Франца-Иосифа. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
 105. Кренке А. Н. Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы. В сб.: Гляциологические исследования, № 9, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
 106. Кренке А. Н. Бюджет массы и современная эволюция оледенения Земли Франца-Иосифа в связи с климатическими условиями его существования. 1964 (Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук).
 107. Кренке А. Н., Псарева Т. В., Разумейко Н. Г. Накопление и преобразование снежного покрова на вершине ледникового купола Чурляниса (Земля Франца-Иосифа). В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
 108. Крестинин В. Географические известия о Новой Земле полуношного края. Новые ежемесячные сочинения, т. XIX, 1788.
 109. Кругловский М. К. Некоторые данные по геологии Северного острова Новой Земли, собранные во время экспедиции 1910 г. на судне «Дмитрий Солунский». Материалы для геологии России, т. 26, вып. 1, Пг., 1918.
 110. Кузин И. И. Новейшая тектоника и ее проявления на северо-западе Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИИГРИ, вып. 158, Л.—М., 1960.
 111. Кузнецов В. Н. Геологическое строение южного острова Новой Зем-

- ли по линии пересечения от бухты Тайной к бухте Саввиной в 1932 г. Труды Арктич. ин-та, т. 49, 1936.
112. Лаврова М. А. Заметки о долинных ледниках долины Русанова и губы Крестовой на Новой Земле. Труды ГИН АН СССР, т. 1. Л., 1932.
 113. Лаврова М. А. Геоморфологический очерк долины Русанова на Новой Земле. Труды ГИН АН СССР, т. 1. Л., 1932.
 114. Лаврова М. А. О географических пределах распространения boreального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
 115. Лаврова М. А., Троицкий Л. С. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. В сб.: Хронология и климаты четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1960.
 116. Лазуков Г. И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии. Вестник МГУ, серия V, география, вып. 3, 1960.
 117. Лазуков Г. И. Древние погребенные долины на севере Западной Сибири. Вестник МГУ, серия V, география, вып. 5, 1962.
 118. Лазуркин В. М., Фрейберг Е. Н. К геологии Новой Земли. Пересечение южного острова Новой Земли осенью 1931 г. Труды Арктич. ин-та, т. 49. Л., 1939.
 119. Лебедева И. М. Основные факторы таяния ледника МГУ на Полярном Урале (по наблюдениям 1958 г. в период работ МГГ). В сб.: Гляциологические исследования, № 5. Изд-во АН СССР, 1960.
 120. Лебедева И. М. Процессы таяния на леднике МГУ. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 8. 1963. Ротапринт.
 121. Леонтьева Е. А. Климат советского сектора Арктики. Труды АНИИ, т. 195. Изд-во Главсевморпути, 1947.
 122. Лидберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд-во АН СССР, 1955.
 123. Литке Ф. П. Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан на военном бриге «Новая Земля» в 1821—1824 гг. Географиз, 1948.
 124. Марков К. К., Лазуков Г. И., Гричук В. П. Основные закономерности развития природы на территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене), ч. I. К VI конгрессу ИНКВА в Польше. М., 1961.
 125. Маршнова М. С., Черниговский Н. Т. Элементы радиационного режима Советской Арктики в период МГГ и МГС. Труды АНИИ, т. 266, 1964.
 126. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля, вып. 1—12, 1961—1964. Ротапринт.
 127. Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 5, Л., Гидрометеиздат, 1954.
 128. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений (Под ред. проф. О. А. Дроздова). Л., Гидрометеиздат, 1957.
 129. Милорадович Б. В. Геологический очерк северо-восточного побережья Северного острова Новой Земли. Труды Арктич. ин-та, т. 38. Л., 1936.
 130. Мор Г. Г. К вопросу об отступании ледников в Арктике. Природа, № 9, 1940.
 131. Муцаф Н. Н. Геоморфологический очерк западного побережья Новой Земли от Маточкина Шара до залива Крестового. Труды Арктич. ин-та, т. 57. Л., 1936.
 132. Нейштадт М. И. Голоцен на территории СССР. В сб.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
 133. Норденшельд А. Е. Экспедиции к устьям Енисея 1875 и 1876 годов. СПб., 1880.
 134. Норденшельд А. Е. Плавание на Вега, т. 1, 2. Л., Изд-во Главсевморпути, 1936.
 135. Обручев С. В. Залив Шуберга. Труды Всес. научн.-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанографии, т. 1. М.—Л., 1935.
 136. Обручев С. В. Новоземельская экскурсия XVII Международного геологического конгресса. Проблемы Арктики, № 5, 1937.
 137. Огнев Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1955.
 138. Павлов М. А. Дислокация в ледниках Земли Франца-Иосифа. В сб.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Дальнего Востока, № 21. Владивосток, 1921.
 139. Панов Д. Г. К геологии полуострова Адмиралтейства (на Новой Земле). Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 1, 1935.
 140. Панов Д. Г. Ландшафты Новой Земли. Природа, № 10, 1938.
 141. Пахтусов П. К., Моисеев С. А. Дневные записки. Географиз, 1956.
 142. Петренко А. А. Геологическое строение западной окраины Новой Земли между Русской Гаванью и губой Архангельской. Труды Горногеол. упр., вып. 18. Изд-во Главсевморпути, 1945.
 143. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1959.
 144. Попов А. И. Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры. Вестник Моск. гос. ун-та, серия V, география, № 6, 1961.
 145. Попов Е. Г. Об измерении осадков в полярных условиях. Метеорологический вестник, № 6, 1929.

146. Прик З. М. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике. Труды АНИИ, т. 217. Л., 1959.
147. Пустовалов И. Ф. Геологический очерк западного побережья Новой Земли от Русской Гавани до залива Иностранцева. Труды Арктич. ин-та, т. 38. Л., 1936.
148. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Средние траектории и скорости перемещения барических систем в Евразийской Арктике и Субарктике. Труды АНИИ, т. 217. Л., 1959.
149. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Направления и скорости перемещения циклонов и антициклонов в Арктике. Труды АНИИ, т. 235. Л., 1961.
150. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Преобладающие траектории циклонов в Арктике при основных формах атмосферной циркуляции. Труды АНИИ, т. 240. Л., 1961.
151. Радиационный режим территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1961.
152. Разумейко Н. Г. Температурные области на ледниковом куполе Чурляниса и леднике Седова. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 2, 1961. Ротапринт.
153. Разумейко Н. Г. Типы температурного режима ледников Земли Франца-Иосифа. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
154. Разумейко Н. Г., Хмелевской И. Ф., Цыкин Е. Н., Цыкина Г. А. Маршрутное термозонирование на ледниках Советского Союза. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
155. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата. Л.—М., Гидрометеоздат, 1946.
156. Рубинштейн Е. С. «Обращение» суточного хода температуры во время полярной ночи и ночные повышения температуры зимой в умеренных широтах. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1958.
157. Русанов В. А. Ископаемые ледники и каменный уголь на Новой Земле в связи с геологическим строением острова. В кн.: Владимир Русанов. Статьи, лекции, письма. Изд-во Главсевморпути, 1945.
158. Русанов В. А. Об ископаемых льдах на Новой Земле. В кн.: Владимир Русанов. Статьи, лекции, письма. Изд-во Главсевморпути, 1945.
159. Русанов В. А. Обзор деятельности Новоземельской экспедиции 1909 года. Материалы по исследованию Новой Земли, вып. 1. СПб., 1910.
160. Русанов В. А. Описание берегов и внутренних частей Новой Земли от полуострова Адмиралтейства до Крестовой губы и от последней до Незнамого залива. В сб.: Материалы по следованию Новой Земли, вып. 1. СПб., 1910.
161. Русанов В. А. На «Полярной» вокруг Южного острова Новой Земли (Отчет Новоземельской экспедиции 1911 года по Ледовитому океану и Карскому морю). В кн.: Владимир Русанов. Статьи, лекции, письма. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1945.
162. Русанов В. А. На «Дмитрии Солунском» вокруг Новой Земли (Обзор деятельности Новоземельской экспедиции 1910 г.). Материалы по исследованию Новой Земли, вып. 2. СПб., 1911.
163. Русанов В. А. К топографии Новой Земли. В сб.: Материалы по исследованию Новой Земли, вып. 2. СПб., 1911.
164. Русанов В. А. Происхождение Новой Земли. В кн.: Владимир Русанов. Статьи, лекции, письма. Изд-во Главсевморпути, 1945.
165. Русанов В. А. Колебания береговой линии и отступление ледников на Новой Земле. Перевод с франц. Опубликовано в «Ежегодном географическом обозрении», т. 9, вып. VI, 1916—1921 гг.
166. Русанов В. А. Состояние геологических исследований на Новой Земле. В кн.: Владимир Русанов. Статьи, лекции, письма. Изд-во Главсевморпути, 1945.
167. Русанов В. А. Статьи, лекции, письма. Изд-во Главсевморпути, 1945.
168. Руси Н. П. Климат Антарктиды. Л., Гидрометеоздат, 1959.
169. Руси Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л., Гидрометеоздат, 1961.
170. Рысков И. Л. Геологическое строение западного побережья Новой Земли от губы Белушней до губы Домашней. Труды Арктич. ин-та, т. 57. Л., 1936.
171. Рязанцева З. А. Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Труды Арктич. ин-та, т. 79. Л., 1937.
172. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Труды АНИИ, т. 77. Л.—М., Водтравсиздат, 1953.
173. Сакс В. Н., Лапина Н. П. История развития Северного Ледовитого океана в позднечетвертичное время. В сб.: Материалы по Арктике и Антарктике, вып. 1. Л., 1961.
174. Сакс В. Н., Лапина Н. Н. Новые данные по истории геологического развития Северного Ледовитого океана. В сб.: Материалы по Арктике и Антарктике, вып. 1. Л., 1961.
175. Самойлович Р. Л. Краткие сведения об экспедициях на Новую Землю в 1921, 1923, 1924, 1925 и 1927 гг. Труды Ин-та по изучению Севера, вып. 40. М., 1929.
176. Самойлович Р. Л. Краткая история берегов и заливов Новой Земли по плаваниям отчетных лет. Труды Ин-та по изучению Севера, вып. 40. М., 1929.

177. Самойлов Р. Л. Геоморфологические и гляциологические наблюдения во время полета на воздушном корабле «Граф Цеппелин» летом 1931 г. Труды Арктич. ин-та, т. 12. Л., 1933.
178. Самойлов Р. Л. Очерк геоморфологии Новой Земли. В кн.: Новоземельская экскурсия, ч. 1 (Международ. геол. конгресс, 17 сессия). Изд-во Главсевморпути, 1937.
179. Сватков Н. М. Рекогносцировка района гляциологических работ на Новой Земле. В сб.: Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 15. Изд-во АН СССР, 1957.
180. Сватков Н. М. Ледники Новой Земли. Природа, № 3, 1960.
181. Сватков Н. М. Движение льда в леднике Шокальского (по наблюдениям Новоземельской гляциологической экспедиции МГГ). В сб.: Гляциологические исследования, № 5, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР 1960.
182. Сватков Н. М. Возобновление фирнового питания ледникового покрова Новой Земли. Докл. АН СССР, т. 131, № 1, 1960.
183. Сватков Н. М. Трещины в области питания ледникового покрова Новой Земли к югу от Русской Гавани. В сб.: Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 7, Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.
184. Сватков Н. М. Динамика ледника Шокальского (о. Новая Земля) и ее зависимость от колебания климата. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 1. 1961. Ротапринт.
185. Сватков Н. М. Режим аккумуляции на ледниковом покрове Новой Земли в районе Русской Гавани. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 1. 1961. Ротапринт.
186. Сватков Н. М. Несколько замечаний об особенностях питания новоземельского ледникового покрова в 1957—1959 гг. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3. 1961. Ротапринт.
187. Сватков Н. М. Особенности питания новоземельского ледникового покрова за последние 25—30 лет. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 5. 1962. Ротапринт.
188. Сватков Н. М. Некоторые результаты изучения мерзлотных процессов в Русской Гавани в 1957—1959 гг. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1963.
189. Сватков Н. М. О соотношениях средних температур грунтов в Русской Гавани. В сб.: Тепловой и водный баланс снежно-ледниковых толщ. Изд-во «Наука», 1965.
190. Сватков Н. М. Температура грунтов. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. 1965.
191. Сватков Н. М. Гляциологические исследования на Северном о-ве Новой Земли в течение МГГ. В сб.: Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, вып. 15. Изд-во АН СССР, 1957.
192. Свенские К. Новая Земля в географическом, естественно-историческом и промышленном отношениях. СПб., 1866.
193. Семенов И. В. Особенности ледникового покрова северо-восточной части о. Октябрьской революции. В сб.: Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 13. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1963.
194. Семенов И. В., Говоруха Л. С. Вопросы оледенения Северной Земли. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 10. М., 1964. Ротапринт.
195. Серлапов С. Т. Арктические антициклоны и их связь с ВПФЗ и струйными течениями. Труды ААНИИ, т. 235. Л., 1961.
196. Сивков С. И. Обобщение эмпирических зависимостей между интенсивностью радиации, высотой солнца и прозрачностью атмосферы. Труды ГГО, вып. 115, Гидрометеоиздат, 1960.
197. Спизарский Т. Н. Оледенение Земли Франца-Иосифа. Труды Арктического ин-та, т. 41. Л., 1936.
198. Субботина З. Я. Коэффициент прозрачности в Антарктиде. Труды ГГО, вып. 115, Гидрометеоиздат, 1960.
199. Таубер Г. М. Характеристика стоковых ветров Антарктиды. Информ. сборник Комитета по проведению МГГ, № 7. Л., Гидрометеоиздат, 1959.
200. Троицкий Л. С. Проблемы оледенения Полярного Урала в четвертичном периоде. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 9. 1964. Ротапринт.
201. Троицкий Л. С. и др. Оледенение Урала. Серия «Результаты МГГ». Гляциология, № 16. Изд-во «Наука», 1966.
202. Хмельевской И. Ф. О предварительных результатах измерений температуры фирново-ледяной толщи на новоземельском ледниковом щите. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3. 1961. Ротапринт.
203. Хмельевской И. Ф. Стационарные наблюдения на станции Барьер Сомнений и маршрутные исследования. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. Температура снега, фирна и льда, вып. 2. 1963. Ротапринт.
204. Хмельевской И. Ф. Стационарные наблюдения на станции Ледораздельная. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Зем-

- ля. Температура снега, фирна и льда, вып. 1. 1964. Ротапринт.
205. Х м е л е в с к о й И. Ф. Температурные зоны на леднике Шокальского (Новая Земля). В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 10. 1964. Ротапринт.
 206. Х о д а к о в В. Г. Вещественный баланс ледников Полярного Урала. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 8. 1963. Ротапринт.
 207. Х р о м о в С. П. Основы синоптической метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1948.
 208. Ц ы к и н Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термовондирования). Гляциологические исследования, № 8, серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1962.
 209. Ч е р н ы ш е в Ф. Н. Сообщение о поездке на Новую Землю летом 1895 года. Записки Имп. С.-Петербург. минералогич. об-ва, серия 2, ч. 33. СПб., 1895.
 210. Ч е р н ы ш е в Ф. Н. Новоземельская экспедиция 1895 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 32, вып. 1, 1896.
 211. Ч и ж о в О. П. Гляциологические исследования на Новой Земле. В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
 212. Ч и ж о в О. П. Предварительные научные результаты гляциологических исследований на Новой Земле. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 3. 1961. Ротапринт.
 213. Ч и ж о в О. П. Гляциологические исследования на Новой Земле в период МГГ. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 4. 1962. Ротапринт.
 214. Ч и ж о в О. П. Снежный покров, вып. 3. Метелемерные и гидрологические наблюдения. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. 1962. Ротапринт.
 215. Ч и ж о в О. П. Ледниковый и внеледниковый сток в районе Русской Гавани (Северный остров Новой Земли). В сб.: Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1963.
 216. Ч и ж о в О. П. Баланс массы льда Новоземельского ледникового покрова по наблюдениям на леднике Шокальского в 1957—1958 гг. Гляциологические исследования, № 9. Серия «Результаты МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
 217. Ч и ж о в О. П. Обзор иностранных докладов, представленных на симпозиум в Обергургле. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 9. М., 1964. Ротапринт.
 218. Ч и ж о в О. П. Питание осадками и таяние ледниковых покровов Северо-Восточной Атлантики в современных климатических условиях. В сб.: Гляциологические исследования, № 13, серия «Результаты МГГ». Изд-во «Наука», 1964.
 219. Ч и ж о в О. П., К о р я к и н В. С. Современные изменения режима новоземельского ледникового покрова. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 8. 1963. Ротапринт.
 220. Ч и ж о в О. П., К о р я к и н В. С. Современные изменения режима новоземельского ледникового покрова. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 10. 1964. Ротапринт.
 221. Ч и ж о в О. П., С в а т к о в Н. М. Общее описание исследований. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Новая Земля. 1962. Ротапринт.
 222. Ч и ж о в О. П., Э н г е л ь г а р д т В. В. Перенос снега ветром на Новоземельском ледниковом покрове. В сб.: Тепловой и водный баланс снежноледниковых толщ. Изд-во «Наука», 1965.
 223. Ш а п а е в В. М. Орографические искажения ветрового режима в западном секторе Советской Арктики. Труды АНИИ, т. 45. Изд-во Главсевморпути, 1951.
 224. Ш а п а е в В. М. Связь ботры на восточном побережье Новой Земли с формами атмосферной циркуляции. В сб.: Проблемы Арктики, вып. 4. Л., 1958.
 225. Ш а п а е в В. М. Основные данные о местных искажениях ветра и репрезентативности метеорологических станций Советской Арктики. Труды АНИИ, т. 217, Л., 1959.
 226. Ш у м с к и й П. А. Современное оледенение Советской Арктики. В сб.: Вопросы географии, № 4. Географиз, 1947.
 227. Ш у м с к и й П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. Географиз, 1947.
 228. Ш у м с к и й П. А. Современное оледенение Советской Арктики. Труды АНИИ, т. 11. Изд-во Главсевморпути, 1949.
 229. Ш у м с к и й П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
 230. Ш у м с к и й П. А. К теории движения и колебаний ледников. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 6. 1962. Ротапринт.
 231. Ш у м с к и й П. А. Положение гляциологических зон на Новой Земле в 1954 г. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 9. 1964. Ротапринт.
 232. Ш у м с к и й П. А., Ц ы к и н Е. Н. К вопросу о гляциологической зональности. В сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ).

- Хроника, обсуждения, вып. 5. 1962. Ротапринт.
233. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Изд. Львовского гос. ун-та, 1957.
 234. Юрьев М. М. К вопросу об изучении новоземельских торфяников. Изв. Научно-мелиорат. ин-та, вып. 10. Л., 1923.
 235. Яковлев С. А. Руководящие валуны, морены и границы распространения Новоземельского оледенения на Русской равнине. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 5. Изд-во АН СССР, 1939.
 236. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Стратиграфия. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 17. М., Госгеолтехиздат, 1956.
 237. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Л., Гидрометеиздат, 1957.
 238. Ahlman H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. Roy. Geogr. Soc. Research Series, No. 1, Lond., 1948. Русский перевод в сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 4—6. М., 1962. Ротапринт.
 239. Ahlman H. W. Glacier variations and climatic fluctuations. Bowman memorial lectures, Ser. 3, N. Y. Amer. Geogr. Soc., 1953. Русский перевод в сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 2. М., 1961. Ротапринт.
 240. Baer K. Expedition a Novaia Zemlia et en Laponie. Premier rapporte de M. Baer (en le 7 juillet 1937). Bull. scient. Acad. Imp. Sci., Bd. II. St.-Petersbourg et Leipzig, 1837.
 241. Baer K. Über das Klima von Nowaja Semlja und die mittlere Temperatur insbesondere. Bull. scient. Acad. Imp. Sci., Bd. II. St.-Petersbourg et Leipzig, 1837.
 242. Baer K. Bericht über die neusten Entdeckungen an den Küste von Nowaja Semlja. Bull. scient. Acad. Imp. Sci., Bd. II. St.-Petersbourg et Leipzig, 1837.
 243. Baer K. Expedition a Novaia Zemlia et en Laponie. Bull. scient. Acad. Imp. Sci., Bd. III, St.-Petersbourg et Leipzig, 1838.
 244. Benar Ch. Dans l'Océan Glacial et en Nouvelle Zemble. Société d'oceanographie du golfe de Gascogne. Paris, 1908.
 245. Chizhov O. P., Koryakin V. S. Recent changes in the regimen of the Novaya Zemlya Ice Sheet. In: Colloque d'Obergurgl, 1962. Commission des Neges et Glaces de l'Association International d'Hydrologie Scientifique, Publ., N 58, Gentbrugge (Belgique), 1962.
 246. Eugster U. Les recentes variatiions des petits glaciers du Pizol et de Sardona (Préalpes de Suisse Orientale), 1962. In: Colloque d'Obergurgl, 1962. Commission des Neges et Glaces de l'Association International d'Hydrologie Scientifique, Publ., N 58, Gentbrugge (Belgique), 1962.
 247. Feilden H. W. Visits to Barents and Kara Seas with rambles in Nowaja Zemlja 1895 and 1897. Geogr. J., 9, N 4, London, 1898.
 248. Fristrup B. Recent investigation of the Greenland Ice Cap. Geografisk Tidsskrift, 58, 1959. Русский перевод в сб.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Изд-во «Прогресс», 1964.
 249. Glen A. R. The Oxford University Arctic Expedition, North East Land, 1935—36. Geogr. J., v. 90, N 3, 4, 1937.
 250. Glen A. R. The glaciology of North East Land. Geogr. Ann., v. 21, N. 1, 1939, Stockholm.
 251. Glen A. R. A sub-arctic glacier cap: the West Ice of North East Land. Geogr. J., v. 98, N 3, 1941.
 252. Glen A. R. The latest map of North East Land. Geogr. J., v. 98, N 4, 1941.
 253. Grønlie O. T. Contributions to the Quaternary geology of Novaya Zemlya. Reports Sci. Results Norweg. Exped. to Novaya Zemlya, 1921, N 21. Kristiania, 1924.
 254. Heim A. Einige Beobachtungen über Eis und Schnee auf Nowaya Zemlya. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 26, H. 1/2, 1938.
 255. Höfer H. Über den Bau Nowaja Semlja. Peterm. Mitt., Bd. 20. Gotha, 1874.
 256. Höfer H. Über die Gletscher von Novaja Semlja. Peterm. Mitt., Bd. 21. Gotha, 1875.
 257. Hoinkes H., Rudolph R. Variation in the mass-balance of Hintereisferner (Oetzal Alps), 1952—1961 and their relation to variations of climatic elements. In: Colloque d'Obergurgl, 1962. Commission des Neges et Glaces de l'Association International d'Hydrologie Scientifique, Publ. N 58, Gentbrugge (Belgique), 1962.
 258. Holtedahl O. A crossing of Novaya Zemlya. Geogr. J., 59. London, 1922.
 259. Holtedahl O. Novaya Zemlya. Geogr. Rev. v. 12, N. Y., 1922.
 260. Kosiba A. Some of results of glaciological investigations in SW — Spitsbergen. Zeszyty Naukowe Uniwersitetu Wroclawskiego, Seria [B], N 4. Warszawa — Wroclaw, 1960.
 261. Mellor M. Mass-balance studies in Antarctica. Journal of Glaciology, v. 3 N 26, 1959. Русский перевод в сб.: Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 1. М., 1961. Ротапринт.
 262. Palosuo E., Schytt V. Till Nardauslandet mid den Svenska Glaciologiska expeditionen. «Terra», v. 72, N 1. Helsinki, 1962.
 263. Pearson H. S. Beyond Petsora Land eastward. Two summer voyages

- to Novaya Zemlya and Islands of Barents Sea. London, 1899.
264. Petermann A. Die neuen norwegischen Aufnahmen des nordöstlichen Teiles von Nowaja Semlja durch Mack, Dorma, Carlsen u. a., 1871. Peterm. Mitteil., Bd. 18. Gotha, 1872.
 265. Philippow A. Polarreisen des russischen Malers Borisow. Peterm. Mitteil., Bd. 49. Gotha, 1903.
 266. Sharp R. P. The area and distribution of glaciers in the Arctic. Arctic, v. 9, N 1, 2, 1956.
 267. Spörer J. Nowaja Semlja in geographischer, naturhistorischer und volkswirtschaftlicher Beziehung. Peterm. Mitteil., Ergänzungsh, Bd. 5, N 2. Gotha, 1868.
 268. Svaticov N. M. Changes in the accumulation regimen on the Ice Cap in the Russkaya Gavan area on Novaya Zemlya. In: Assemblée Generale de Helsinki, Commission des Neiges et Glaces, de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Publ., N 54. Gentbrugge (Belgique), 1961

ИМЕННОЙ И ТЕМАТИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авсюк Г. А.**
 об условиях питания на Новоземельском ледниковом покрове 20
 о верхней части активного слоя 168
 о срединной зоне 169
 о глубинной зоне 169
 о связи процессов льдообразования с природными факторами 178
- Альман Г.**
 о принципе классификации ледников 24, 25
 о шведско-норвежской экспедиции летом 1931 г. 289
 о высоте фирновой линии на Северо-Восточной Земле 294
 о величине абляции на Северо-Восточной Земле 300
- Бар К.**
 об исследованиях в районе Маточкина Шара и Костина Шара 9
 о навешанных снежниках на Паньковой Земле и в губе Грибовой 135
- Вангенгейм Г. Я.**
 о процессах западной циркуляции 44
 о меридиональном обмене воздуха 44
 о формах атмосферной циркуляции 44, 45, 76, 77
- Вёлькен К.**
 о рельефе подстилающего ложа в Северной части Новоземельского ледникового покрова 20
 об отсутствии барического максимума над Новоземельским ледниковым покровом 46
- Визе В. Ю.**
 о метеорологических наблюдениях на Северном острове 13
 о происхождении «новоземельской боры» 60, 61
 о континентальности воздуха на широте Русской Гавани 45
 о «феновом» эффекте на Новой Земле 52, 64
 о дальности распространения боры 65
 об осадках во время боры 70
 о характере отложения снега на ледораздельном прострастве Новой Земли 127, 232
 об аккумуляции снега на леднике Таяния 128
- Виноградов О. Н.**
 о скорости движения льда на Земле Франца-Иосифа 306
- Гирс А. А.**
 о процессах западной циркуляции 44
 о меридиональном обмене воздуха 44
 о формах атмосферной циркуляции 44
 о формах западной и меридиональной циркуляции в текущем столетии 45, 76, 77
- Глен А.**
 о гляциологических исследованиях во внутренних частях Западного Льда 289
 о высоте фирновой линии на Северо-Восточной Земле 294
 о площади питания 294
 о строении фирновой толщи и ее мощности 296
 о снегонакоплении 299
 о величине абляции 299, 300
 о движении и мощности льда 302
 о признаках сокращения оледенения 305
- Говоруха Л. С.**
 о высоте фирновой линии на Северной Земле 295
 о строении фирновой толщи 298
- Горбачкий Г. В.**
 о подразделении ледникового покрова Новой Земли 34
 о долине Русанова 232
 о высоких береговых уровнях 219
 о погребенном льде 222
- Грэнли О. Т.**
 о числе четвертичных оледенений и их размерах на Новой Земле 15
 о характере современного оледенения на Южном острове 26
 о ледниках в Машигиной губе 23
 о профиле выводных ледников 31
 о ледниках между краем покрова и морским побережьем 204
 о дислокации морских отложений на п-ве Панкратьева 222
 о возрасте морских террас 223, 224
- Гриневецкий Б. Ф.**
 о характере снежного покрова на Южном острове 133, 135
- Гросвальд М. Г.**
 о времени стадии Рубини 227
 о размерах оледенения Земли Франца-Иосифа в период среднеголоценового потепления 228
 о недавних изменениях арктических ледников 231
- Демокидов К. К.**
 об основных экзогенных рельефообразующих факторах на Новой Земле 18
 о следах морской деятельности на моренных отложениях Южного острова 218, 219

- Ермолаев М. М.
 о положении ледораздела на Новой Земле 35
 о мощности льда Новоземельского покрова 36
 об основных морфологических типах оледенения 37
 о скорости южного ветра на Новой Земле 65
 об отсутствии области питания у Новоземельского ледникового покрова 78, 127, 232
 о наличии талых вод под ледником Шокальского 209
 о подледном рельефе ледника Шокальского 38
- Калесник С. В.
 о мощности льда у края покрова на восточном побережье Новой Земли 37
 о питании Новоземельского ледяного щита 127
- Крежке А. Н.
 об ускорении убывания ледниковых покровов при восточной циркуляции 77
 о способе теплопередачи через слой с нулевой температурой 164
 о количестве тепла, затрачиваемого на таяние 166
 о средней величине абляции и аккумуляции на Земле Франца-Иосифа 300
- Лаврова М. А.
 о горных ледниках долины Русанова 23, 232
 о долине Русанова 19, 218
 о питании ледников Пинегина навесным снегом 133
 об измерениях движения льда на ледниках долины Русанова 204, 213
 о погребенном льде 26
- Лебедева И. М.
 об интенсивности теплообмена на ледниках Полярного Урала 301
- Михалёв В. М.
 о мощности фирновой толщи на ледниках 298
- Панов Д. Г.
 О приледниковых областях в губе Серебрянке 15
 Об отмирании оледенения Новой Земли 232
- Пахтусов П. К.
 первые инструментальные метеорологические наблюдения на Новой Земле 8, 9, 75
 о питании горных ледников Новой Земли навесным снегом 8, 133
- Прик З. М.
 карты давления 42, 46, 292
- Рагозин А. И.
 о циклонах в районе Северного острова 42
 об антициклонах в районе Новой Земли 42
 о циклонической деятельности при различных формах атмосферной циркуляции 43, 45, 66
- Русанов В. А.
 об исследованиях на Северном острове Новой Земли 13
- о древнем и современном оледенении Новой Земли 13, 20, 232
 о распределении ледников на Новой Земле 25
 о малых ледниках в долинах рек 27
 о накоплении снега у фронта ледников Норденшельда 128
 о недавнем наступании ледников 233
 об ископаемом льде в районе губы Крестовой 222
- Сакс В. Н.
 о тектонических поднятиях на Новой Земле 17
 о количестве оледенений на Новой Земле 215
 о возрасте ледников Новой Земли 215
- Троицкий Л. С.
 о размерах современного оледенения Полярного Урала 290
- Ходаков В. Г.
 о зависимости между количеством зимних осадков и средней температурой зимних месяцев 128
 о снегонакоплении на ледниках Полярного Урала 300
- Чуканин К. И.
 о циклонах в районе Северного острова Новой Земли 42
 об антициклонах в районе Новой Земли 42
 о циклонической деятельности при различных формах атмосферной циркуляции 43, 45, 46
- Шапаев В. М.
 о распространении боры 65
 о роли местных условий в режиме ветров 59
 о повторяемости боры на побережьях Новой Земли 65
- Шумский П. А.
 о площади Новой Земли 7
 о величине снегонакопления на ледниковом покрове 128
 о фирновой толще в области питания Новоземельского ледникового покрова 128, 307
 о выделении морфологических областей на Новой Земле 23, 25
 о приуроченности современного оледенения к центральной горной области Новой Земли 25
 о малых ледниках и снежниках 26
 о восточном крае ледникового покрова 38
 о благоприятных условиях снегонакопления 13, 133
 о высоте снеговой линии на Новой Земле 128—130, 133, 180, 265, 311
 о связи процессов льдообразования с различными физико-географическими условиями 178
 об изменении размеров оледенения Новой Земли 232
 о зоне ледяного питания на Земле Франца-Иосифа 295
- Шютт В.
 экспедиция на Северо-Восточную Землю 289
 о снегонакоплении на Северо-Восточной Земле 300

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ *

- Адмиралтейства, полуостров 8, 12, 15, 19, 244
 Аквитания, ледник 26
 Ам8ба, ледник 238, 243
 Анахорет, «оазис» 22, 127, 206, 208
 Анны, залив 34, 177, 178, 179
 Апучина, ледник 20, 38, 212, 234, 242
 Архангельская, губа 16, 35, 212
 Архангельский, ледник 204, 214
 *Астрономический, ледник 39, 40, 235, 241
- Баклунда, ледник 40
 Барьер Сомнений, ледяной уступ 20—22
 Барьер Сомнений, станция 22, 38, 41, 46, 49—52, 54, 57, 59, 64, 66—71, 84—86, 88, 91, 93—95, 98—107, 109, 111, 113, 114, 117—120, 125, 126, 136, 138—141, 143, 145, 146, 149, 153, 162—165, 167, 170—172, 205, 208, 256, 266, 310
 Барьер Яблонского, ледяной уступ 19, 20, 21, 38, 66, 117, 120, 124, 126, 127, 147, 148, 171, 173, 174, 205, 206, 208, 211, 311
 Бастионы, горы 40, 207
 Башмак (Гольцовое), озеро 19, 29
 Безымянная, губа 152
 *Безымянное, озеро 148
 Безымянная, река 17, 28, 147, 151, 217, 219, 226
 *Безымянная, речка 148
 Белужья, губа 19
 Белушья, губа 7, 26
 Благодать, ледник 29, 40, 213, 237, 243, 244
 Благополучия, залив 16, 37, 204, 232, 240, 314
 Блафель, залив 32, 236
 Блафель, ледник 32
 Большая Кармакульская, губа 219
 Большой Заячий, остров 11
 Большой Ледяной, мыс 2
 Борзова, залив 212
 Борзова, ледник 217
 Брандта, залив 219, 226
 Броунова, ледник 20, 38, 39, 212, 234
 Буля, ледник 236, 245
 Бунге, ледник 20, 39, 234
 Бутакова, река 222
 Бычкова, ледник 28, 236
- Велькена, ледник 217, 234
 Вера, ледник 20, 39, 211
 Вершинского, ледник 35
 Веселые, горы 18
 Вздрыбленный, ледник 28
 Визе, ледник 35, 37, 234
 Вилькицкого, залив 20, 50
 Вилькицкого, ледник 32, 35, 37, 40, 177, 178, 235
- Витте, ледник 20, 236
 Власьева, залив 13
 *Водораздельный, ледник 29, 237
 Воейкова, ледник 38, 234, 242
 Володькина, бухта 21, 22, 109, 111, 135, 151
 Володькин, ручей 148
 Вылки, ледник 35, 37, 235
 Высокий, ледник 40
 *Высота 198, гора 21
 Выходной, мыс 4
- Географического института, ледник 29, 204, 213, 237
 *Геодезистов, ледник 40
 Глазова, губа 19, 20, 30, 35, 48, 50, 177, 178, 222
 Глубокий, ледник 29, 237
 Гольцовая, бухта 29, 218
 Гольцовое (Башмак), озеро 19, 29
 Гордеева, ледник 28, 238, 244
 Грибова, губа 151, 227
 Грозный, ледник 32
 Гусиная Земля, полуостров 7, 11, 26
- Дальний, мыс 48
 Данте, ущелье 26
 *Деградирующий, ледник 237
 Дровяной, мыс 226
- Ермолаева, гора 21, 38, 246
 *Ермолаева, долина 19, 29
 *Ермолаевский ручей 151
 Есипова, озеро 148
 *Есипова, речка 148
- Жан, ледник 32
 Желания, мыс 11, 16, 232
- Залив Благополучия, станция 41, 47—49, 55, 57, 60, 62, 68, 119, 121, 131, 132, 144, 178, 313
- Ибис, ледник 6
 Иностранцева, залив 16, 19, 34, 37, 177—179, 204, 233
 Иностранцева, ледник 20, 38, 39, 40, 211, 217, 234, 245
 *Иностранцева, ледниковая долина 34, 35, 36, 39, 48, 50, 180, 209
- Казакова, река 26
 Каменка, губа 8
 Карбасникова, ледник 37, 38, 128, 212, 234, 241, 242
 Карелка, река 219, 225, 226

* Географические названия, отмеченные звездочкой (*), даны экспедицией МГГ.

- Карлсена, мыс 18
 Каровая, гора 133
 Кленовой, горы 18, 226
 Клокова, залив 219, 226
 Кольцова, ледник 238, 243
 Костин Шар, пролив 9, 26
 Крайний, ледник 235
 Краснова (Бенара), ледник 29, 133, 213, 236, 244
 Крестовая, губа 7, 12, 16, 18, 19, 20, 204, 218, 222, 232
 Кривошеина, ледник 38, 40
 Кропоткина, ледник 35, 38, 214, 235, 240
 Крутой, ледник 237
 Кутовой, ледник 237
- Лагерный, ледник 238
 *Ладыгина, ледник 236
 Лакруа, ледник 29, 32, 212, 235
 Лактионова, ледник 35, 37, 38, 40, 135, 212, 226, 228
 Ледниковое, озеро 7, 19, 31
 *Ледораздельная, станция 22, 41, 46, 47, 49, 50, 51, 54, 56—59, 64, 66—71, 80, 81, 83—88, 90, 91, 93—107, 109, 111, 115, 116, 118—124, 136, 138—141, 143, 145, 153—156, 159, 176, 183, 184, 259, 260, 263, 266, 292, 297, 310, 311
 Ледяная Гавань, залив 8
 Ленинградский, хребет 27, 29
 Литке, полуостров 9, 19, 212, 226
 Ломоносова, ледник 31, 209, 211, 236
 Ломоносова, хребет 25
 Лунда, гора 32
 Лунге, ледник 236
- Мака, гавань 39
 Мака, ледник 37, 234
 Макарова-Жерве, ледник 29, 238
 Малая Безымянная, река 152
 *Малая, река 148, 151
 *Малое, озеро 148
 Малые Кармакулы, станция 11, 27, 41, 47, 53, 55, 57, 62, 65, 66, 68, 75, 131, 132, 144
 Малышка, ледник 6
 Маточка, река 218
 Маточкин Шар, пролив 7—11, 16, 18, 19, 28, 133, 221, 222, 226, 232
 Маточкин Шар, станция 42, 79, 131, 144
 Машигина, губа 8, 14, 19, 23, 32, 133, 222, 226, 227, 245
 Медвежий, залив 7, 11, 19, 20, 29
 *Мелкое, озеро 148
 Менделеева, хребет 25
 Меньшикова, мыс 6
 Митюшев Камень, хребет 8, 226
 Митюшиха, губа 19
 Мощный, ледник 35, 37, 38
 Мыс Выходной, станция 47, 48, 55, 57, 62, 66, 67, 131, 144, 292, 313
 Мыс Желания, станция 16, 39, 47, 48, 53—55, 57, 59, 65, 66, 71, 79, 85, 86, 88—95, 131, 132, 144, 217, 292
 Мыс Меньшикова, станция 6
 Мыс Столбовой, станция 16, 41, 47, 48, 54, 62, 65, 75, 131, 144, 292
- Наблюдений, ледник 237
 Налли, ледник 240, 245
 Незнаемый, залив 7, 9, 11, 12, 29, 213, 218
- Неожиданная, речка 81, 136, 147, 149, 150, 285
 Низкий, ледник 29, 32, 212
 *Новоземельский ледниковый покров 130, 251, 265, 267, 282, 283, 285, 307, 313
 Норвежское ледяное плато, северная часть области переходного оледенения 32
 Норденшельда, залив 8, 19, 182
 Норденшельда, ледники 35, 37, 38, 40, 235, 244
 Носилова, ледник 29
- Ога, залив 19, 30, 178
 Ога, ледник 35, 36, 37, 38, 235, 240
 *Однобокий, ледник 40
 Окленд, ледник 235
 *Ольгинский, ледник 240, 245
 Откупщикова, бухта 21, 245
- Павлова, ледник 39, 40, 128, 217, 234, 245
 Панкратьева, полуостров 13, 14
 Панькова Земля, полуостров 8, 151
 Пенка, ледники 27, 152, 228, 237
 Петерсена, ледник 19, 39, 234, 241, 244
 Пинегина, ледник 133
 Пират, гора 128
 Полисадова, залив 38
 Полисадова, ледник 35, 38
 Поморская, губа 218
 Попова, ледник 219
 Поспелова, мыс 48
 *Правая, река 136, 147, 149, 150, 285
 *Прибрежные, горы 19
 *Приток, ледник 37
 *Провальное, озеро 148
 *Пропадающая, река 148, 149
 Пропащая, губа 26
 Пуховый, залив 219, 225
 Пуховая, река 226
- Рейнгардта, ледник 236, 245, 246
 *Ретовская, река 148, 150
 Ретовского, озеро 148
 Рождественского, ледник 38
 Розе, ледник 35, 40, 212
 Русанова, долина 29, 219, 227
 Русанова, залив 50, 177, 178
 Русская Гавань, залив 15, 16, 21, 41, 135, 140, 151, 152, 179, 217, 219, 310, 312, 314
 Русская Гавань, станция 16, 22, 46—55, 57, 59—61, 63—65, 67—72, 84—95, 109, 113, 118, 119, 121, 127, 128, 131, 132, 134, 141, 142, 143, 144, 145, 160, 176, 177, 178, 251, 266, 292
 Рыкачева, ледник 35, 37, 234
- Садовского, залив 32
 Самойловича, долина 19, 30
 Святогор, ледник 238
 Саханиха, река 221
 Святой Нос, полуостров 222
 Северная Земля, архипелаг 225, 288, 290, 292, 293, 295, 298, 300, 302—305, 312, 313
 Северная Крестовая, река 222
 *Северная ледниковая шапка, северная часть ледникового покрова 35, 39, 127, 209, 211, 267—280, 305, 309
 Северная Сульменева, губа 7, 19, 31, 219, 232, 233, 245
 Северный, ледник 236
 Северный остров 7, 8, 11, 12, 15, 27—30,

41, 42, 178, 181, 217—221, 224—226, 228, 230, 231, 233, 314
Северо-Восточная Земля 294, 296, 297, 299, 302—308, 313
Седова, гора 32
Седова, залив 228
Серебрянка, губа 15
Серп и Молот, ледник 29, 30, 32, 48, 236
Скалпстая, гора 128
*Снежный, ручей 148
*Среднее ледяное плато, центральная часть области переходного оледенения 31
Средний, ледник 38
Стеклова, ледник 29, 237
Степового, залив 27
Страха, ледник 39
Стройный, ледник 235, 240

Таисия, ледник 14, 35, 38, 153, 204, 212, 235
Трамплин, ледник 29
Третьякова, ледник 227, 237, 243
*Треугольное, озеро 147

Усачева, озеро 21, 147, 149
*Усачева, речка 136, 150

Фрейя, ледник 32

Хитрый, ледник 35
*Хольтедала, долина 19
Хрустальный, ледник 29, 238

*ЦАГИ, горы 147, 148, 206, 219, 226
Центральный, ледник 39
Цивольки, залив 14, 23, 50, 133

Чаева, залив 149, 246
Чаева, ледник 35, 226, 234
Чернышова, ледник 38, 212, 235
Чиракина, река 8, 226

Шалоник, река 227
Широкий, ледник 32, 235
Шмидта, полуостров 19
Шокальского, ледник 20, 21, 22, 38, 113, 116, 117, 118, 124—126, 128, 137, 142, 146—150, 153, 162, 166, 169, 170, 173, 174, 176, 177, 190, 198, 206—208, 211, 217, 226, 228, 234, 241, 246—259, 265, 266, 281, 284, 285, 311—313
Шницберген, архипелаг 289, 291, 292, 312
Шуберта, залив 219, 226
Шульгина, ледник 39, 235
Шумный, ледник 20, 235
Шуры, ледник 35, 37

Эдельштейна, ледник 29, 237
Эдуарда Толля, хребет 19, 25, 220
Экс, залив 178
Энгельса, ледник 28, 238

Юбилейный, ледник 237
Южная Сульменева, губа 19, 20, 31, 219
*Южное ледяное плато, южная часть области переходного оледенения 31
Южный, ледник 224, 236
Южный, остров 7, 8, 11, 13, 15, 17, 18, 19, 23, 26, 27, 28, 40, 41, 133, 135, 151, 152, 217—221, 226—228, 230—232, 314
Юниор, ледник 236

Ярославского, ледник 6
Ярошевского, ледник 236, 246

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
Глава I. История исследований и краткий физико-географический очерк (В. С. Корякин, Е. М. Зингер)	7
Глава II. Морфология оледенения (В. С. Корякин)	23
Область малых ледников и снежников	26
Область горного оледенения	27
Область переходного оледенения	29
Область покровного оледенения	32
Собственно ледниковый покров (щит)	36
Северная ледниковая шапка	39
Прочие ледники	39
Глава III. Климат (З. М. Каневский, Н. В. Давидович)	41
Циркуляционные факторы климата и давление воздуха	41
Температура	46
Влажность воздуха	53
Облачность	55
Осадки	57
Ветры	59
Некоторые метеорологические (атмосферные) явления	70
Метели и позёмки	70
Туманы	71
Изморозь, гололед, иней	72
Климатическая характеристика периодов снегонакопления и таяния	73
Изменения климата	74
Глава IV. Радиационный режим и тепловой баланс поверхности ледникового по- крова (Н. В. Давидович)	79
Радиационный режим	79
Методика обработки материалов наблюдений	79
Основные черты радиационного режима	82
Прозрачность атмосферы	83
Прямая радиация	84
Рассеянная радиация	85
Суммарная радиация	86
Альbedo	89
Баланс коротковолновой радиации	90
Длинноволновая радиация	91
Радиационный баланс поверхности	93
Тепловой баланс поверхности ледникового покрова	95
Распределение по высоте температуры, влажности воздуха и скорости вет- ра в приземном слое	96
Параметр устойчивости	97
Параметр шероховатости	98
Коэффициент турбулентности	98
Турбулентный теплообмен	99

Турбулентный влагообмен	102
Теплообмен между толщей ледника и его поверхностью	103
Глава V. Питание ледников (Е. М. Зиягер, О. П. Чижев, В. С. Корякин)	109
Условия формирования снежного покрова	109
Количество осадков	109
Метельный перенос	111
Снежный покров на леднике Шокальского и в области его питания	117
Область аккумуляции	119
Область абляции	124
Особенности снегонакопления	126
Ледник Шокальского	126
Ледники Новой Земли	127
Глава VI. Таяние снега и льда (Н. В. Давидович, О. П. Чижев)	136
Приход тепла и абляция	136
Климатические факторы абляции	136
Тепловой баланс поверхности в период абляции	139
Таяние в зависимости от прихода тепла	140
Таяние и талый сток	145
Талые воды на леднике	145
Сеть ледниковых потоков, приледниковых рек и озер в районе ледника Шокальского	146
Талый сток с ледника Шокальского	148
Сток за пределами ледников	150
Глава VII. Температурный режим верхних слоев ледникового покрова (И. Ф. Хмелевской)	153
Область аккумуляции	153
Область абляции	162
Термическая зональность	170
Глава VIII. Зоны льдообразования (А. Б. Бажев, В. Я. Бажева)	173
Выделение зон льдообразования	173
Фирновая линия и граница питания	173
Факторы льдообразования	175
Положение зон льдообразования	180
Строение ледниковой толщи и процессы льдообразования в разных зонах	183
Холодная инфильтрационно-рекристаллизационная зона	183
Инфильтрационная зона	195
Инфильтрационно-конжеляционная зона	196
Область абляции	197
Зона навешанных ледников и снежников	200
Глава IX. Движение льда (В. С. Корякин)	204
Ледник Шокальского	204
Ледники Новой Земли	208
Область покровного оледенения	209
Область переходного оледенения	212
Горные ледники	213
Область малых ледников	213
Особенности движения льда	213
Глава X. Четвертичное оледенение Новой Земли (А. Б. Бажев, В. Я. Бажева)	215
Некоторые данные о четвертичных отложениях и геоморфологии	216
Основные этапы развития оледенения	223
Глава XI. Современные изменения размеров оледенения (В. С. Корякин)	232
Область покровного оледенения	239
Область переходного оледенения	242
Область горного оледенения	242
Деградация малых ледников и снежников	244
Общая оценка сокращения новоземельского оледенения	244
Некоторые последствия отступления ледников	245

Г л а в а XII. Баланс массы Новоземельского ледникового покрова (О. П. Чижев)	247
Ледник Шокальского	247
Изменение высоты фирновой линии и границы питания за последние 30 лет	247
Исходные предпосылки и допущения	250
Схема расчета	250
Баланс массы ледника	251
Проверка расчетов по данным наблюдений 1957—1959 гг. и оценка точности полученных результатов	255
Сравнение с ранее опубликованными расчетами и некоторые общие выводы	258
Баланс снежного покрова области питания	259
Новоземельский ледниковый покров	264
Дополнительные предпосылки	264
Схема расчета	266
Результаты расчета	266
Сравнение с ранее опубликованными расчетами и оценка точности	284
Итоги выполненных расчетов	284
Г л а в а XIII. Место оледенения Новой Земли среди ледниковых районов северо-восточной Атлантики (О. П. Чижев)	286
Морфология оледенения	286
Климатические условия	291
Режим ледников	293
Фирновая линия и граница питания	294
Стратиграфия и температура верхней фирново-ледяной толщи ледников	296
Снегонакопление и таяние	299
Движение льда	302
Баланс массы ледниковых покровов	303
Способы расчета и принятые допущения	303
Результаты расчета	303
Расход льда на айсберги	306
Современные изменения режима	306
Выводы	307
Заключение (О. П. Чижев)	309
Abstract	315
Литература	318
Именной и тематический указатель	328
Географический указатель	330

CONTENTS

Preface	5
Chapter I. History of researches and physiographical outline (by V. S. Koryakin, and E. M. Singer)	7
Chapter II. Glacial Morphology (By V. S. Koryakin)	23
The area of Small glaciers and Snow beds	26
The area of Mountain glaciers	27
The area of Transitional glaciation	29
The area of the Ice Sheet	32
The Ice Sheet proper	36
The North Ice Cap	39
Other glaciers	39
Chapter III. Climate (by Z. M. Kanevsky and Nataliya V. Davidovich)	41
Circulation factors and air pressure	41
Temperature	46
Humidity	53
Cloudiness	55
Precipitation	57
Winds	59
Some meteorological phenomena	70
Snow-storms	70
Mist and fog	71
Hoar frost, glazed frost, rime	72
Climatic character of accumulation and ablation seasons	73
Climatic variations	74
Chapter IV. Solar radiation regime and heat-balance of glacier surface (by Nataliya V. Davidovich)	79
Solar radiation regime	79
Methods of working—out of the observational data	79
Main features of radiation regime	82
Transparency of atmosphere	83
Short-wave radiation of sun	84
Short-wave radiation of sky	85
Total short wave radiation of sun and sky	86
Albedo	89
Short-wave radiation balance	90
Long-wave radiation	91
Radiation balance of surface	93
Heat balance	95
Temperature, humidity and wind profiles in near-the-ground layer	96
Stability parameter	97
Roughness parameter	98
Turbulent mixing coefficient	98
Turbulent interchange of heat	99
Turbulent interchange of water vapour	102
Interchange of heat between surface of glacier and snow and ice masses under it	103

Chapter V. Nourishment of glaciers (by E. M. Singer, O. P. Chizhov, and V. S. Koryakin)	109
Snow cover formation	109
Snowfall	109
Snow carried by winds	111
Snow cover on Shokalsky Glacier and its accumulation area	117
Accumulation area	119
Ablation area	124
Accumulation of snow	126
Shokalsky Glacier	126
The glaciers of Novaya Zemlya	127
Chapter VI. Snow and ice melting (by Nataliya V. Davidovich and O. P. Chizhov)	136
Heat flux and melting	136
Climatic factors of melting	136
Heat balance of surface during ablation season	139
Melting on relation with heat flux	140
Melting and run-off	145
Melt water on glacier surface	145
Pattern of glacier streams, periglacial rivers and lakes in Shokalsky Glacier area	146
Run-off from Shokalsky Glacier	148
Run-off outside of glaciers	150
Chapter VII. Temperature regime of the upper layers of Ice Sheet (by I. F. Khmelevskoy)	153
Accumulation area	153
Ablation area	162
Thermal zonality	170
Chapter VIII. Zones of ice formation (by A. B. Bazhev and Valentina Ya. Bazheva)	173
Setting out of ice formation zones	173
Firn line and accumulation limit (equilibrium line)	173
Factors of ice formation	175
Situation of ice formation zones	180
Structure and ice formation in different zones	183
Cold firn zone	183
Firn-ice zone	195
Superimposed ice zone	196
Ablation area	197
Wind-blown glacier and snow-bed zone	200
Chapter IX. Ice movement (By V. S. Koryakin)	204
Shokalsky Glacier	204
Glaciers of Novaya Zemlya	208
The area of the Ice Sheet	209
The area of Transitional glaciation	212
The area of Mountain glaciers	213
The area of Small glaciers and Snow-beds	213
Some peculiarities of ice movement	213
Chapter X. Quaternary glaciation of Novaya Zemlya (by A. B. Bazhev and Valentina Ya. Bazheva)	215
Some data on Quaternary deposits and geomorphology	216
Main glacial stages	223
Chapter XI. Recent glacier variations (by V. S. Koryakin)	232
The area of the Ice Sheet	239
The area of Transitional glaciation	242
The area of Mountain glaciers	242
The area of Small glaciers and snow beds	244
General wastage of the Novaya Zemlya glaciers	244
Some consequences of glacier retreat	245

Chapter XII. Mass-balance of Novaya Zemlya Ice Sheet (by O. P. Chizhov)	247
Shokalsky Glacier	247
Firn line variations during last 30 years	247
Some initial premises and admissions	250
Calculating scheme.	250
Mass-balance of the Glacier	251
Verification of calculations on data of the 1957—1959 observations and estimating of accuracy	255
Comparison to previous calculations and some inferences	258
Mass-balance of snow cover in accumulation area	259
Novaya Zemlya Ice Sheet	264
Additional premises	264
Calculating scheme	266
Results of the calculations	266
Comparison to previous calculations and estimating of accuracy	284
Some inferences	284
Chapter XIII. Novaya Zemlya glaciation among other glaciated areas in north-eastern Atlantic (by O. P. Chizhov)	286
Glacial morphology	286
Climatic conditions	291
Regime of glaciers	293
Firn line and accumulation limit	294
Stratigraphy and temperature of the upper layers of firn and ice	296
Snow accumulation and melting	299
Ice movement.	302
Mass-balance of the ice sheets	303
Methods of calculation and admissions	303
Results of calculation	303
Discharge of ice into sea (by calving)	306
Recent changes of the regime of glaciers	306
Inferences	307
Conclusion (by O. P. Chizhov)	309
Abstract	315
References	318
Index of names and subjects	328
Geographical index	330

*О. П. Чижов, В. С. Корякин, Н. В. Давидович,
З. М. Каневский, Е. М. Зингер, В. Я. Бажева,
А. Б. Бажев, И. Ф. Хмелевской*

Оледенение Новой Земли

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор издательства Г. В. Гвозская

Технический редактор Т. В. Алексеева

Сдано в набор 1/IX 1967 г. Подписано к печати 22/I 1968 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 28,75. Уч.-изд. л. 28,25

Тираж 1150 экз. Т-01541. Тип. зак. 3377.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

Москва, Г-99, Шубинский пер. 10

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В издательстве «Наука» готовятся к печати следующие книги серии «Результаты исследования по международным геофизическим проектам»:

Коллектив авторов. «Магнитно-теллурические методы изучения земной коры и верхней мантии»

Коллектив авторов. «Океанологические исследования» (Сборник статей № 18)

Коллектив авторов. «Геофизический бюллетень» № 18

Коллектив авторов. «Геофизический бюллетень» № 19

Г. Н. Голубев. «Формирование речного стока в горно-ледниковых районах»

И. А. Суетова. «Основные морфометрические характеристики Антарктиды»

Коллектив авторов. «Общая циркуляция атмосферы»

Коллектив авторов. «Океанологические исследования» (Сборник статей № 19)

А. П. Капица. «Подледный рельеф Антарктиды»

Коллектив авторов. «Циркуляционные и климатические эпохи Северного полушария в первой половине XX столетия»

В. В. Белоусов. «Земная кора и верхняя мантия океанов»

Коллектив авторов. «Комплексное исследование Черноморской впадины»

В. Ф. Перов. «Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор»

Лицам, заинтересованным в приобретении этих книг, следует обращаться по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, Магазины № 3 «Академкнига», «Книга — почтой».

Бесплатно