

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Н. ПЕТРОВ

АТМОСФЕРНОЕ ПИТАНИЕ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА АНТАРКТИДЫ

Под редакцией
д-ра геогр. наук
Е. С. КОРОТКЕВИЧА



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1975

282312

Отражены результаты советских и зарубежных исследований, содержащие сведения о питании ледникового покрова атмосферными осадками. Значительное место отводится наблюдениям, проведенным в 1966—1967 гг. на Земле Эндерби в районе станции Молодежной и на профиле Молодежная—Полюс Недоступности—Плато—Новолазаревская. Рассматриваются способы определения величины накопления снега, его годовой ход, многолетняя изменчивость и периодичность годовых величин аккумуляции и т. д.

Представляет интерес для географов, гляциологов, метеорологов и специалистов, интересующихся климатом Антарктиды.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С первых шагов в изучении Антарктиды и до настоящего времени одной из наиболее важных проблем гляциологических исследований на шестом материке является определение тенденции развития его ледникового покрова. Решение этой задачи возможно лишь в том случае, когда будут достаточно надежно определены обе составные части бюджета ледникового покрова: приход, т. е. поступление вещества, и расход ледниковой массы.

Естественно, что для определения тенденции оледенения Антарктиды необходимо знать о преобладании той или другой статьи бюджета за достаточно большой промежуток времени, поскольку непродолжительное превышение прихода над расходом (или наоборот) еще не дает возможности говорить о направлении развития ледникового покрова.

Кроме того, обширность территории антарктического материка и разнообразие физико-географических условий в различных его частях создают возможность для неодинакового развития отдельных областей ледникового покрова. В связи с этим анализ пространственной и временной изменчивости количественных характеристик атмосферного питания очень важен для исследования бюджета ледникового покрова Антарктиды.

К настоящему времени совместными усилиями антарктических экспедиций ряда стран собран большой фактический материал, позволяющий достаточно полно проанализировать особенности пространственной и временной изменчивости величин атмосферного питания антарктического ледникового покрова.

В настоящем исследовании использованы работы, содержащие сведения о питании ледникового покрова атмосферными осадками, опубликованные до 1971 г. В нем дается характеристика климатических факторов, обуславливающих приход вещества из атмосферы на дневную поверхность материка, методики определения скорости аккумуляции снега, временной и пространственной изменчивости накопления снега.

В работе используются данные, полученные как советскими, так и зарубежными исследователями. Значительное место в работе отводится наблюдениям автора, проведенным в 1966—1967 гг. на Зем-

ле Эндерби в районе станции Молодежная в составе гляциогидрографического отряда 11-й Советской антарктической экспедиции и во время внутриконтинентального похода по маршруту Молодежная — Полюс Недоступности — Плато — Новолазаревская в составе гляциологического отряда 12-й Советской антарктической экспедиции.

Работа выполнена под руководством доктора географических наук Е. С. Короткевича в отделе географии полярных стран Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

В подготовке рукописи к печати принимали участие Н. И. Барков, Ю. А. Кручинин, М. С. Дмитриева и Л. И. Сухоносова.

ВВЕДЕНИЕ

Характерная особенность антарктического ледникового покрова заключается в том, что в его питании участвуют не только типичные для ледников всего земного шара разновидности атмосферной влаги — осадки, иней или изморозь, но и присущие главным образом Антарктике — намерзание льда на нижней и боковой поверхностях шельфовых ледников и ледниковых языков, а также присоединение айсбергов и морского льда.

Безусловно, влага, поступающая на дневную поверхность ледникового покрова из атмосферы, составляет основную массу приходной части бюджета ледникового покрова уже в силу обширности территории, на которой происходит этот процесс. Намерзание льда и причленение айсбергов и морских льдов, характерное только для краевой части ледникового покрова, составляют значительно меньшую долю в общем приходе вещества.

Местные источники поступления водяного пара в атмосферу, имеющие открытую водную поверхность, в Антарктиде незначительны. Они существуют лишь летом и то на весьма ограниченной территории узкой прибрежной полосы — наледниковые ручьи, озера и реки в оазисах. Испарение со снежно-ледяной поверхности ледникового покрова тоже, по-видимому, не может считаться значительной долей влагооборота в Антарктике. Поэтому адвекция водяного пара из океанической области является в Антарктике главным источником атмосферной влаги.

Осадки выпадают на поверхность антарктического ледникового покрова практически полностью в твердом виде. Дождь даже на побережье материка представляет собой исключительно редкое явление.

Выпадение атмосферных осадков из облаков, образование инея или изморози, отложение ледяных кристаллов, образующихся непосредственно в воздухе, представляют собой одну из сторон сложного процесса влагообмена между атмосферой и ледниковым покровом.

Отложенный на поверхности ледникового покрова снег подвергается испарению (возгонке) как в период залегания, так и во время метелевого переноса, в результате чего осуществляется процесс обратной передачи влаги от поверхности ледника в атмосферу.

Поскольку на подавляющей части территории Антарктиды масса влаги, испаряющейся с поверхности, в среднем за год значительно меньше массы осадков, на верхней границе ледникового покрова образуется слой снега, называемый слоем накопления (или слоем аккумуляции). Величина слоя накопления, образовавшегося за год и имеющего размерность $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, называется скоростью питания.

В силу ряда причин эта величина в антарктических условиях испытывает значительные колебания как во времени, так и в пространстве.

Анализ пространственно-временных характеристик распределения средних величин скорости питания антарктического ледникового покрова представляет для гляциологов значительный интерес, поскольку без этого невозможно определение достаточно надежной величины прихода массы.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

История исследования закономерностей накопления снега на поверхности антарктического ледникового покрова начинается со времени проведения первых стационарных научных наблюдений в Антарктиде. В зависимости от решавшихся в тот или иной период задач, полученных результатов и методики исследований можно выделить три этапа: первый, продолжавшийся с 1899 г. вплоть до 1955 г. и характеризующийся редкими и кратковременными наблюдениями в нескольких точках побережья, второй, совпадающий с периодом подготовки и проведения комплексного исследования Антарктики по программам МГГ и МГС (1956—1959 гг.), когда проводились одновременные систематические наблюдения во многих районах материка, и третий, охватывающий десятилетие 60-х годов, когда наряду с продолжением стандартных наблюдений за аккумуляцией снега был проведен ряд специальных исследований как в прибрежных, так и в центральных районах материка.

Период 1899—1955 гг.

Первая попытка определить количество осадков, выпадающих на поверхность антарктического материка, была предпринята экспедицией под руководством К. Э. Борхгревинка, впервые в истории осуществившей научную зимовку в Антарктиде. Попытка была неудачной, поскольку осадкомер, приспособленный для измерения количества осадков в средних широтах, оказался непригодным в антарктических условиях.

К. Э. Борхгревинк писал по этому поводу: «Снегомер на мысе Адэр оказался малопригодным инструментом: снег сдувался в сторону и та небольшая часть, которая оседала в снегомере, не давала правильного представления о среднем количестве осадков» [22]. Круглогодичные наблюдения позволили первым зимовщикам отметить только, что осадки в районе мыса Адэр выпадают в течение

всего года, однако чаще всего в зимнем месяце — июле и реже всего весной — в октябре.

Явные ошибки в показаниях осадкомеров, обнаруженные уже первыми исследователями Антарктиды, заставили ученых искать другие пути определения скорости питания ледникового покрова атмосферными осадками. Уже в отчетах первой экспедиции Р. Скотта (Британская национальная антарктическая экспедиция 1901—1904 гг.) указывается, что приповерхностная толща снега на шельфовом леднике Росса состоит из чередования более рыхлых и более твердых слоев снега и твердых корок. Р. Скотт считал, что эта слоистость образуется вследствие сезонных колебаний погоды и накопления снега и что полученная им величина годового накопления — примерно в 10—12 см — хорошо согласуется с количеством снега, заключенным между двумя последующими корками [234].

Влиянием сезонных колебаний погоды на поверхностные горизонты ледникового покрова объясняли слоистость айсбергов Э. Дригальский, руководитель немецкой антарктической экспедиции 1901—1903 гг. [158], и участники экспедиции Э. Шеклтона 1907—1909 гг. [115, 154].

Наблюдения одного из участников экспедиции Э. Шеклтона — Э. Джойса, определившего мощность снега над складом, оставленным на шельфовом леднике Росса экспедицией Р. Скотта, позволили получить первую среднюю многолетнюю величину накопления на поверхности ледникового покрова, равную $19 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [251].

Наиболее существенный вклад в изучение аккумуляции снега на первом этапе исследования Антарктиды внесла английская экспедиция 1911—1913 гг. под руководством Р. Скотта. Гляциологи экспедиции Ч. Райт и Р. Пристли, выполнившие большой комплекс гляциологических наблюдений в районе залива Мак-Мердо, большое внимание уделили метаморфизму снега, связанному с сезонными колебаниями метеорологических условий, развитию микрорельефа поверхности и определению величины накопления снега. Как и в предыдущих экспедициях, осадкомер Ч. Райта и Р. Пристли не давал удовлетворительных результатов из-за сильных ветров, поэтому они пытались определить количество осадков по мощности снежного покрова, образовавшегося на поверхности морского льда [251].

Первые специальные снегомерные наблюдения в Антарктиде были проведены сотрудниками Западной партии Австралийской антарктической экспедиции 1911—1914 гг. под руководством Д. Моусона, находившимися с февраля 1912 г. по февраль 1913 г. на шельфовом леднике Шеклтона. 20 июня 1912 г. ими был установлен снегомерный профиль длиной около 5,5 км, представляющий собой бамбуковые шесты, отстоящие друг от друга примерно на 450 м. Наблюдения на профиле проводились каждые две недели и продолжались несколько месяцев. Кроме того, геологи экспедиции Ч. Годлей и А. Уотсон провели тщательные стратиграфические исследования в глубоком (6,4 м) шурфе [49, 179], отметив достаточно хорошо выраженную слоистость снежно-фирновой толщи.

Антарктические экспедиции 30—40-х годов не внесли существенного вклада в разработку методики стратиграфических исследований. Так, Л. Гулд в результате своих наблюдений в шурфах на шельфовом леднике Росса во время первой экспедиции Р. Бэрда 1928—1930 гг. пришел к выводу, что та слабо выраженная слоистость и незначительные признаки таяния, которые он обнаружил, не дают возможности разделить верхние горизонты снежно-фирновой толщи на годовые слои [171]. Однако большой заслугой Л. Гулда можно считать уже тот факт, что он первый высказался за большую роль атмосферных осадков в питании шельфовых ледников.

Гляциолог второй экспедиции Р. Бэрда 1933—1935 гг. Т. Поултер еще более категорично заявил об отсутствии четкой стратификации снежной толщи шельфового ледника Росса. Правда, он сделал исключение для самых верхних горизонтов, составляющих первые «несколько футов» [219]. Наиболее обширная гляциологическая программа выполнялась третьей американской антарктической экспедицией Р. Бэрда 1939—1941 гг. на шельфовом леднике Росса.

В районе западной базы экспедиции (станция Литл-Америка III) проводилось изучение стратиграфии снежно-фирновой толщи в шурфе глубиной 7 м с измерением плотности через каждые 20 см. Было обнаружено четкое чередование слоев, отличающихся друг от друга по толщине и текстуре. Через неправильные промежутки в снежно-фирновой толще встречались тонкие прослойки льда, фирновые и ледяные корки. Гляциолог экспедиции Ф. Вэйд пытался сделать сезонную привязку каждого отдельного слоя, однако закономерности, позволяющие разграничивать летние и зимние слои, им не были получены.

Экспедиция проводила также ежедневные снегомерные наблюдения практически в течение целого года (с 18 февраля 1940 г. по 31 января 1941 г.). Накопление снега измерялось по 8 ведам, размещенным парами на расстоянии около 2 км от станции Литл-Америка III в четырех направлениях. Эти наблюдения впервые дали возможность получить вполне определенную величину накопления снега на шельфовом леднике Росса, равную 84 см. Кроме того, впервые были получены значения площадной изменчивости годовых сумм накопления, определенных по отдельным ведам [247].

Таким образом, исследования первых антарктических экспедиций показали, что, во-первых, определение величины осадков с помощью осадкомеров не дает в Антарктиде удовлетворительных результатов из-за сильных ветров. Поэтому, например, в третьей антарктической экспедиции Р. Бэрда (1939—1941 гг.) попытки измерения осадков даже не предпринимались и были заменены снегомерными наблюдениями [144].

Во-вторых, гляциологические наблюдения в шурфах позволили установить, что верхние горизонты снежно-фирновой толщи имеют слоистое строение, связанное с сезонными колебаниями метеорологических условий. Однако методика определения величины годового накопления с помощью стратиграфических исследований была

разработана и применена в Антарктиде значительно позже — уже после того, как подобный метод был разработан для арктических ледников Е. Зорге [238] и Г. Альманом [122].

Существенный вклад в изучение аккумуляции снега внесла Норвежско-Британско-Шведская экспедиция 1949—1952 гг., работавшая на шельфовых ледниках и в прибрежном районе западной части Земли Королевы Мод.

Обширная гляциологическая программа этой экспедиции включала в себя как стратиграфическое исследование снежной толщи в 45 шурфах и в 100-метровой скважине на шельфовом леднике, так и снегомерные наблюдения. Основываясь на распределении плотности и размера зерен в зависимости от глубины и на чередовании фирново-ледяных корок, В. Шютт сумел впервые выделить в ледниковом покрове Антарктиды годовые слои и определить величины накопления прошлых лет. Средняя величина аккумуляции, полученная в результате исследований шурфа глубиной 11,8 м, составила за период 1935—1951 гг. $36,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [230]. Снегомерные наблюдения, проведенные на площади 38 км^2 по 22 векам, показали накопление снега за 1950 г. равным $24,4 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, а за 1951 г. — $35,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [242]. Наблюдения велись также (нерегулярно) по векам, установленным санными партиями экспедиции между станцией Модхейм и горными районами.

В этот же период (1949—1952 гг.) на Земле Адели проводила исследования, в том числе и гляциологические, французская антарктическая экспедиция. С января 1951 по январь 1952 гг. экспедиция провела несколько измерений высоты и плотности снега на профиле длиной 50 км. На профиле было установлено 12 веков, кроме того, веки были расставлены вокруг самой станции Пор-Мартен. Наблюдения показали, что зона абляции протягивается примерно на 8 км до высоты 450 м, а накопление снега в зоне между 20 и 50 км от берега составляет $20\text{—}30 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [193].

Исследования по программе МГГ—МГС (1956 — 1959 гг.)

Следующий этап в развитии представлений о питании антарктического ледникового покрова связан с подготовкой и проведением исследований Антарктики по программе Международного геофизического года и Международного геофизического сотрудничества. В этот период, с 1956 по 1959 г., экспедиции ряда стран (главным образом СССР, США, Англии, Франции и Австралии) провели детальные гляциологические исследования многих районов ледникового покрова, как прибрежных, так и внутриконтинентальных. Значительное внимание в этих исследованиях было уделено разработке методики снегомерных и стратиграфических работ, определению средних величин скорости питания и анализу пространственно-временных характеристик величин накопления.

Советская антарктическая экспедиция начала наблюдения за аккумуляцией снега сразу же после организации первой научной станции в Антарктиде — обсерватории Мирный на побережье моря

Дейвиса. Уже в марте 1956 г. в районе Мирного была оборудована снегомерная площадка из 41 вехи на участке размером 100×100 м. В дальнейшем такая же площадка была организована первой экспедицией на станции Пионерская. Кроме того, на Пионерской были установлены также два тросовых профиля по 75 м каждый. Для проведения снегомерных наблюдений между Мирным и Пионерской на протяжении 375 км был также установлен веховой снегомерный профиль.

Особенно тщательные и подробные исследования процесса накопления снега в Восточной Антарктиде были проведены Второй советской континентальной экспедицией в 1957—1958 гг. Кроме снегомерных наблюдений, которые проводились с помощью тросовых профилей на станциях Мирный, Пионерская, Восток I и Восток II и снегомерной площадки на Пионерской, во время Второй экспедиции были выполнены комплексные исследования строения и развития снежной толщи на профиле Мирный — Восток. Они доказали возможность применения стратиграфического метода для определения величин накопления снега как в прибрежных, так и в центральных районах материка, и дали возможность получить средние многолетние величины накопления для ряда точек Восточной Антарктиды. Принципы выделения годовых слоев в прибрежных и внутриконтинентальных районах ледникового покрова, разработанные сотрудниками Второй экспедиции, послужили основой для дальнейшего развития стратиграфического метода [3, 68].

Третья и Четвертая советские антарктические экспедиции в 1958 и 1959 гг. продолжали регулярные снегомерные наблюдения на уже существующих станциях Мирный, Восток, Комсомольская и Пионерская (только 1958 г.). Кроме того, в 1958 г. была оборудована снегомерная площадка на станции Советская, а в 1959 г. — снегомерная площадка и тросовые профили на новой станции Лазарев. Это дало возможность получить представление о характере и величине накопления в двух ранее не исследованных районах Антарктики. В результате проведения круглогодичных снегомерных наблюдений на советских станциях удалось получить также вполне объективную картину годового хода аккумуляции снега в Восточной Антарктиде [3, 45, 68]. Стратиграфические исследования были также проведены в новых районах — на станции Полюс Недоступности и на профиле между станциями Восток и Амундсен-Скотт [68, 110], в результате чего были установлены примерные границы области минимального накопления снега в Антарктиде [68].

Американская антарктическая экспедиция в период МГГ — МГС проводила исследования на станциях Литл-Америка, Мак-Мердо, Элсуэрт, Бэрд, Амундсен-Скотт и Уилкс. Научные программы большинства из них включали в себя как снегомерные, так и стратиграфические наблюдения за накоплением снега. Наиболее детально вопросы пространственной и временной изменчивости изучались в районах станций Амундсен-Скотт, Бэрд и Уилкс. Так, на Южном полюсе уже в марте 1957 г. были установлены 4 снегомерные вехи, наблюдения за которыми продолжались до ноября. В дальнейшем

при снегомерных наблюдениях на Южном полюсе применялось различное количество вех (от 22 до 136), установленных на разных расстояниях друг от друга [165, 167]. Стратиграфические исследования в шахте глубиной 50 м позволили получить величину годовой аккумуляции за период 1760—1958 гг. [165] в районе географического полюса. В районе станции Уилкс в 1957 и 1958 гг. были проведены снегомерные наблюдения вдоль побережья на профиле длиной 80 км (между берегом и станцией S-2) и на станции S-2. Стратиграфические исследования на станции S-2 в шурфе глубиной 35 м дали величины годового накопления, начиная с 1783 по 1956 г. [138, 140]. На станции Бэрд снегомерные наблюдения по 7 вехам, установленным в 500 метрах от станции на расстоянии 35 м друг от друга, начались в марте 1957 г. В дальнейшем количество вех при снегомерных наблюдениях было увеличено. Стратиграфические исследования в районе станции Бэрд проводились как в мелких шурфах, так и в шурфе глубиной 12,5 м, со дна которого была пройдена скважина до глубины 30,8 м [122]. Кроме наблюдений на станциях антарктической экспедиции США провела в период МГГ—МГС стратиграфические исследования в шурфах на ряде маршрутов, пройденных по Западной Антарктиде, что позволило определить средние многолетние величины накопления более чем в 100 точках. На некоторых из этих маршрутов были выполнены также снегомерные наблюдения. Так, например, на профиле станция Литл-Америка—станция Бэрд в январе—феврале 1957 г. было установлено 16 реек, измерение высоты которых было проведено в октябре 1957 г. и феврале—марте 1958 г. [122, 167].

Английская антарктическая экспедиция в этот период проводила гляциологические исследования, включающие в себя наблюдения за аккумуляцией снега, на двух береговых станциях—Шеклтон и Халли-Бей и одной внутриконтинентальной—Саут-Айс, расположенных на Земле Котса.

Снегомерные наблюдения на станции Саут-Айс (май—декабрь 1957 г.) проводились с помощью 66 реек, расставленных в виде 3 профилей и одной площадки на участке в 1 кв. км. На станции Шеклтон (шельфовый ледник Фильхнера) накопление снега определялось на 40-метровом квадрате. По углам квадрата были установлены рейки и между ними натянут трос, от которого производились отсчеты. Ежемесячные наблюдения за высотой снежного покрова по 8 вехам проводились, начиная с июля 1956 г., в районе станции Халли-Бей. В программу работ всех трех станций входили также стратиграфические наблюдения в шурфах, причем на станции Саут-Айс глубина шурфа составила 15 м. В большинстве шурфов удалось достаточно четко выделить годовые слои накопления и определить таким образом средние многолетние величины накопления снега для данных точек. Одновременные снегомерные наблюдения на этих станциях позволили сравнить годовой ход накопления на побережье и в центральной части ледникового покрова Западной Антарктиды. В результате маршрутных стратиграфических наблюдений, выполненных во время Британско-Новозеланд-

ского трансконтинентального перехода от моря Уэдделла через Южный полюс до моря Росса, был получен профиль питания западной части ледникового покрова [189, 191, 192, 200].

Гляциологические исследования австралийской национальной антарктической экспедиции на Земле Мак-Робертсона, в том числе и наблюдения за аккумуляцией снега, начались сразу же после открытия станции Моусон в 1954 г. В районе станции были расставлены вехи, наблюдения по которым определили границу зон абляции и аккумуляции, а также величины годового накопления снега в береговой части Земли Мак-Робертсона. В 1954 г. снегомерные вехи были расставлены на меридиональном профиле между станцией Моусон и горами Принс-Чарльз. Наблюдения на профиле проводились ежегодно. Они показали, что зона абляции в районе станции Моусон имеет ширину около 20 км (до высоты около 950 м над уровнем моря). Накопление снега в среднем за год составляет на расстоянии 26—80 км от берега $5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$, а между 256-м и 320-м километрами — $20 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$. С 1959 г. австралийская антарктическая экспедиция приступила к проведению гляциологических наблюдений на станции Уилкс [202, 203, 204].

Французская антарктическая экспедиция продолжила в период МГГ — МГС наблюдения за накоплением снега на Земле Адели. В декабре 1956 г. снегомерный профиль из 40 бамбуковых вех был установлен между станциями Дюмон-д'Юрвиль и Шарко (от берега до 318-го километра). В декабре следующего года профиль был продолжен до 460-го километра. Измерение высоты вех и определение плотности проводились во время походов на станцию Шарко, где также велись регулярные снегомерные наблюдения с апреля 1957 г. по декабрь 1958 г.

Эти наблюдения показали, что максимум накопления ($35\text{—}40 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) располагается примерно в 40 км от побережья, а накопление на станции Шарко составляло $24,6$ и $18 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ в 1957 и 1958 гг. соответственно [143].

Научная станция норвежской антарктической экспедиции — Норвегия — была организована в конце 1956 г. на шельфовом леднике Фимбулисен (Земля Королевы Мод).

В 1957 г. в районе станции было установлено 50 вех, наблюдения по которым дали возможность получить в 1959 г. среднюю величину годового накопления, равную $59 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. В 1959 г. на станции был пройден шурф, в котором с помощью стратиграфических исследований удалось выделить годовые слои накопления за период 1940—1959 гг. В этом же году сотрудники норвежской экспедиции совершили поход по шельфовому леднику до станции Мод-хейм, установив на широтном профиле протяженностью 320 км 20 снегомерных вех.

Наблюдения по этому профилю позволили получить среднюю величину накопления для всего района, равную $38,4 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [198, 244].

В районе шельфового ледника Бодуэна проводила наблюдения Бельгийская антарктическая экспедиция, открывшая станцию Ко-

роль Бодуэн в январе 1958 г. В окрестностях станции были проведены снегомерные наблюдения, а в шурфе глубиной 16 м были вскрыты годовые слои накопления за период 1938—1957 гг. со средней величиной аккумуляции $46,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [125, 132].

Таким образом, в результате совместных международных исследований антарктического ледникового покрова к началу 60-х годов был получен значительный материал, характеризующий условия, режим и годовые величины накопления снега во многих районах материка. Обширные стратиграфические исследования позволили разработать метод определения величины накопления за прошедшие годы с помощью исследований строения и физико-механических свойств снежно-фирновой толщи на шельфовых ледниках [230], прибрежных районах Восточной Антарктиды [68] и центральных районах Западной Антарктиды [123, 165].

Выделенные стратиграфическим способом годовые слои накопления в глубоких шурфах и скважинах, пройденных в различных точках ледникового покрова, позволили в дальнейшем проанализировать многолетнюю изменчивость аккумуляции. Была установлена также принципиальная особенность пространственной изменчивости годовых величин накопления снега на территории Антарктиды: уменьшение суммы накопления по мере движения от побережья материка к его центру.

Составленные после проведения МГГ — МГС карты средних годовых величин аккумуляции (карты питания) [68, 224] антарктического ледникового покрова дали, с одной стороны, общую картину распределения аккумуляции, а с другой, — послужили основой при определении средней величины накопления для всего покрова и общего годового прихода массы в тело ледникового покрова.

Регулярные снегомерные наблюдения выявили основные закономерности годового хода величин накопления для различных в физико-географическом отношении областей ледникового покрова и дали возможность связать сезонность аккумуляции с ходом метеорологических элементов.

Богатый фактический материал по питанию антарктического ледникового покрова, собранный в период МГГ — МГС, был проанализирован в ряде региональных гляциологических работ советских и иностранных ученых [3, 62, 76, 140, 165, 204, 224 и др.]. Обобщение всех многочисленных данных о питании ледникового покрова атмосферными осадками было выполнено В. М. Котляковым [68].

Исследования в период с 1960 по 1971 г.

Гляциологические исследования антарктического ледникового покрова, проводимые в последнее десятилетие, характеризуются, с одной стороны, развитием и внедрением в практику исследовательских работ новых методов, связанных с применением современных достижений науки и техники, а с другой — постановкой специаль-

ных исследований, направленных либо на изучение новых районов материка, либо на решение конкретных вопросов антарктического оледенения.

Все это в полной мере может быть отнесено и к изучению атмосферного питания.

Невозможность определить количество выпадающих осадков с помощью осадкомера, трудности снегомерных наблюдений и недостатки классического метода стратиграфических наблюдений заставили гляциологов искать новые пути определения величин годового накопления. Наиболее доступными и перспективными оказались способы, связанные с геохимическим анализом образцов снега, фирна и льда, полученных из шурфов и скважин.

Исследования проб свежевывавшего снега, отобранных в период МГГ на станциях Бэрд, Амундсен-Скогг, Элсуэрт, Литл-Америка, Уилкс [123, 162, 181] и Король Бодуэн [237] показали, что соотношение устойчивых изотопов кислорода O^{18}/O^{16} и водорода — D/H имеет четко выраженный годовой ход. В дальнейшем эта закономерность была использована для выделения годовых слоев при стратиграфическом анализе. Для получения средних многолетних величин накопления снега в последние годы стал применяться метод, основанный на определении возраста слоя по степени концентрации в образцах снега и фирна радиоактивного изотопа свинца Pb^{210} и метод выделения в разрезе горизонта с высокой β -радиоактивностью, образовавшейся в результате термоядерных испытаний в 1954 г. (этот горизонт обычно датируется январем 1955 г.) [9, 196].

Другой отличительной особенностью изучения аккумуляции снега в последние годы явилось проведение снегомерных и стратиграфических работ в новых районах Восточной Антарктиды и, что особенно важно, в центральных частях Земли Эндерби и Земли Королевы Мод.

Советская антарктическая экспедиция в этот период осуществила три внутриконтинентальных похода, в результате которых стратиграфическим методом были определены средние величины накопления на профилях Восток — Полюс Недоступности [71], Молодежная — Полюс Недоступности [95] и на треугольнике Комсомольская — Восток — Советская [73].

Работы совместного советско-французского гляциологического отряда Девятой и Четырнадцатой экспедиций (1964 и 1969 гг.) на профиле Мирный — Восток позволили определить величины накопления в нескольких пунктах в среднем за 5 лет с помощью снегомерных наблюдений на геодезических полигонах [28]. Кроме того, в шурфах, пройденных этим отрядом в районе станций Пионерская, Восток I, Комсомольская, Ледораздел и Восток в 1964 г., были отобраны пробы снега и проведено выделение горизонта 1955 г. по β -радиоактивности [153], что позволило получить средние 10-летние (1955—1964 гг.) величины аккумуляции. На станции Восток аналогичные определения были выполнены также в 1969 г. сотрудниками геохимического отряда Советской антарктической экспеди-

ции. Полученные в том и другом случае величины достаточно хорошо согласуются между собой [25].

В январе — феврале 1970 г. Пятнадцатая советская антарктическая экспедиция установила снегомерный профиль 105-й километр (от станции Мирный) — станция Восток общей протяженностью около 1300 км. Через год, т. е. в январе — феврале 1971 г., на нем были проведены первые наблюдения, давшие большой фактический материал для выявления зависимости скорости питания ледникового покрова от физико-географических условий.

Маршрутные исследования скорости питания проводятся советскими учеными и в прибрежных районах Восточной Антарктиды. Так, ежегодно ведутся наблюдения на снегомерном профиле Мирный — 105-й километр [30, 46]. В 1964 г. организован веховой профиль Молодежная — 200-й километр, наблюдения на котором позволили установить общность характера изменения величин накопления снега на склонах ледникового покрова Земли Эндерби и Берега Правды [94, 112].

Каждый год проводятся наблюдения за накоплением снега в районе шельфового ледника Новолазаревского, между берегом и оазисом Ширмахера [4, 45, 47, 103]. В 1959—1961 гг. на шельфовом леднике Лазарева (район станции Лазарев) проводились снегомерные наблюдения, а также был пройден шурф до глубины, позволяющей стратиграфическим методом выделить годовые слои накопления за период с 1924 по 1960 г. [13, 75, 76]. Глубокий (около 10 м) шурф был пройден также на ледяном острове Победа в 1960 г. Полученные данные позволили определить накопление снега в период с 1946 по 1960 г. [18].

Кроме маршрутных снегомерных наблюдений Советской антарктической экспедицией ведутся круглогодичные измерения аккумуляции снега на станциях Восток, Мирный, Молодежная. Наблюдения на тросовом профиле станции Восток, продолжающиеся с момента организации станции, позволили выявить особенности годового хода накопления и уточнить методику стратиграфического способа определения скорости питания в Центральной Антарктиде [8]. В 1970 г. в районе станции Восток были установлены два взаимно перпендикулярных веховых профиля протяженностью 1000 м каждый.

На Земле Эндерби, в районе станции Молодежная, с 1966 г. начаты наблюдения за ходом накопления снега, проводимые с помощью вехового полигона, состоящего из 450 вех, расставленных на площади около 1,5 км². Цель этих работ — уточнение скорости питания нижней части склона ледникового покрова, определение пространственной изменчивости величин аккумуляции и установление оптимальных размеров снегомерных площадок [97]. Для уточнения скорости питания краевой части ледникового покрова в районе станции Мирный был получен вертикальный разрез вариаций изотопного состава кислорода снежно-фирновой толщи и определена средняя годовая скорость накопления [27].

Серьезные работы по изучению аккумуляции снега в Антаркти-

де выполнены в период 1960—1970 гг. антарктической экспедицией США. Наиболее значительной из них является проведение стратиграфических исследований с применением геохимических методов для определения скорости питания на маршруте многоэтапного похода Южный полюс — Полюс Недоступности — станция Плато — внутриконтинентальные районы Земли Королевы Мод [183, 214, 216]. Во время этого похода американским гляциологам удалось получить достаточно надежные значения величины накопления снега на станции Полюс Недоступности: за 1965 г. — по снегомерным наблюдениям, среднее за период 1955—1965 гг. — по выделению в шурфах горизонта 1955 г. и среднее за период 1886—1965 гг. — по концентрации изотопа свинца Pb^{210} [156, 214]. Вместе с результатами наблюдений на станциях Восток и Плато эти данные явились полноценным фактическим материалом для суждения о скорости питания в Центральной Антарктиде [7].

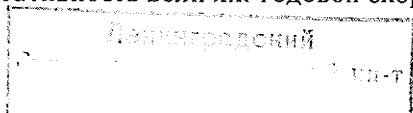
В летние сезоны 1959/60 и 1962/63 гг. американские гляциологи выполнили обширную программу снегомерных и стратиграфических наблюдений на шельфовом леднике Росса между станциями Литл-Америка и Мак-Мердо, где вехи были расставлены в ноябре—декабре 1958 г.

Стратиграфические наблюдения в летний сезон 1962/63 гг. были произведены на меридиональном профиле вдоль 168° з. д. и между Южным полюсом и хребтом Куин Мод [180, 245]. В этот же сезон снегомерный профиль длиной более 350 км, состоящий из 163 вех, выставленных в линию, и 6 снегомерных площадок размером 300×100 м с 10—15 вехами был установлен между станцией Бэрд и горами Чэпмен. Установка вех на площадках сопровождалась проведением стратиграфических исследований в шурфах [182]. В конце 1965 г. на этом профиле были осуществлены первые наблюдения [131].

Маршрутные стратиграфические определения скорости питания ледникового покрова в начале 60-х годов американская экспедиция провела также во время походов между Южным полюсом и станциями Бэрд и Мак-Мердо, а также на Земле Элсуэрта [130], 185, 236].

Наряду с маршрутными исследованиями американская антарктическая экспедиция проводила в этот период наблюдения за накоплением снега в районах станций Мак-Мердо, Бэрд, Амундсен-Скотт, Плато. Так, в районе старой станции Бэрд аккумуляция снега измерялась на снегомерной площадке, состоящей из 100 вех, расставленных на площади 1 км^2 , а в феврале 1962 г. в районе между старой и новой станциями было установлено 2 веховых профиля по 12 км каждый [139, 175, 176].

Продолжались регулярные снегомерные наблюдения и в районе станции Амундсен-Скотт, что позволило оценить репрезентативность данных, получаемых стратиграфическим методом, и установить пропуски годовых слоев в разрезах [173]. В дальнейшем, отбирая пробы из шурфов, вырытых непосредственно около вех, удалось определить и репрезентативность величин годовой скорости питания,



полученных с помощью различных геохимических методов [163]. Сравнение результатов снегомерных определений скорости питания ледникового покрова с результатами стратиграфического анализа было проведено также на станции Плато [209, 248].

Работы австралийской антарктической экспедиции по изучению питания ледникового покрова проходили в двух районах Восточной Антарктиды — на Земле Уилкса, в районе станции Уилкс (Кейси) и на Земле Мак-Робертсона (район станции Моусон и шельфового ледника Эймери). В районе станции Уилкс, которая была передана австралийским ученым в 1959 г., были продолжены снегомерные наблюдения как в районе самой станции, так и на профиле станции Уилкс — станция S-2. В ноябре 1960 г. профиль был продолжен на 290 км к югу от S-2 (180 вех на расстоянии около 1,6 км друг от друга), а в декабре 1961 г. — до 480-го километра. Снегомерные наблюдения на профиле проводились вплоть до 1963 г. Кроме того, в ноябре 1961 г. между станцией S-2 и 480-м километром были проведены стратиграфические исследования в 18 шурфах.

В 1962 г. австралийские ученые выполнили стратиграфические исследования на профиле Уилкс — Восток [137].

С 1964 г. гляциологические наблюдения австралийской экспедиции на Земле Уилкса были сосредоточены на изучении местного ледникового купола. В программу исследований входили и наблюдения за накоплением снега с помощью снегомерных профилей.

В районе Земли Мак-Робертсона австралийские ученые продолжали наблюдения за накоплением снега в районе станции Моусон. Кроме того, в летний период 1962/63 гг. австралийская экспедиция провела расстановку сети снегомерных вех на шельфовом леднике Эймери, измерения по которым были сделаны в 1964 г. Поскольку 125 вех было расставлено в виде двух широтных и одного меридионального профилей, охватывающих практически всю территорию шельфового ледника Эймери, впервые удалось получить надежную величину скорости питания для этой области ледникового покрова, равную $28 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [127, 133, 134, 135, 136, 202].

Очень интересные работы по изучению снегонакопления на шельфовом леднике Фимбулсен (Земля Королевы Мод) были проведены антарктической экспедицией ЮАР. Как известно, находящаяся в этом районе норвежская станция — Норвегия — в 1960 г. передана Южно-Африканской Республике. Наблюдения за аккумуляцией снега в районе этой станции, начатые норвежскими учеными в 1957 г., были продолжены и велись затем параллельно с наблюдениями на новой станции САНАЭ. В 1962 г. в окрестностях САНАЭ было установлено 6 вех, в 1963 г. их число было увеличено до 13 (с промежутками 50 м) и, кроме того, несколько в стороне на площади $78,6 \text{ км}^2$ в виде 5 радиальных профилей было установлено еще 25 вех. Стратиграфические исследования на САНАЭ были проведены в шахте глубиной 32 м, со дна которой была пройдена ручным буром скважина с отбором керна. В разрезе было выделено 48 годовых слоев (период 1913—1960 гг.). Совместные одно-

временные наблюдения в районе станций Норвегия и САНАЭ, расположенной на 21 км севернее, показали, что в районе станции Норвегия среднее годовое накопление снега на 5—8 г·см⁻² выше. Стратиграфические наблюдения в глубокой шахте выявили четкое повышение годовых величин накопления по отношению к многолетней средней в конце 50-х — начале 60-х годов [207].

На шельфовом леднике Бодуэна продолжала исследования бельгийская антарктическая экспедиция. Наиболее существенными явились работы бельгийских ученых по применению геохимических методов для выделения годовых слоев в разрезе шельфового ледника при проведении стратиграфического анализа. Так, в 1963 г. были опубликованы результаты изотопного анализа соотношения O^{18}/O^{16} в образцах снега и фирна из 16-метрового шурфа. Основываясь на них, удалось достаточно четко выделить 25 годовых слоев за период 1933—1957 гг. В 1961 г. в районе станции была пройдена скважина глубиной 120 м. Керна был также подвергнут изотопному анализу и в результате вполне уверенно были получены годовые величины скорости питания шельфового ледника Бодуэн за период 1887—1960 гг. [169, 237].

В самое последнее время, в период с 1967 по 1969 г., очень ценные данные о пространственном распределении величин скорости питания ледникового покрова Восточной Антарктиды были получены Японской антарктической экспедицией. На меридиональном профиле длиной более 1300 км между станциями Сёва и Плато японскими гляциологами были проведены стратиграфические наблюдения и расставлены снегомерные вехи. Измерение высоты снега по вехам в 1969 г. дало большой статистический материал, который вместе с результатами наблюдений Пятнадцатой советской антарктической экспедиции на профиле Мирный — Восток позволил судить о зависимости скорости питания ледникового покрова от высоты над уровнем моря и удаленности от океана [177, 206].

Таким образом, за десятилетие, прошедшее со времени окончания периода МГГ—МГС, советские и зарубежные гляциологи получили богатый фактический материал, характеризующий различные стороны пространственной и временной изменчивости скорости питания антарктического ледникового покрова. Здесь следует отметить, что указанные в приведенном выше кратком очерке исследования не исчерпывают собой всего многообразия проведенных за прошедший период работ по изучению аккумуляции снега. Нами отмечены только работы, наиболее, на наш взгляд, важные и характерные для гляциологических исследований в Антарктиде.

Конечно, в изучении ряда вопросов аккумуляции снега на поверхности антарктического ледникового покрова имеются существенные пробелы как в региональном, так и в проблемном плане. Так, например, недостаточно изучен годовой ход накопления снега во внутриконтинентальных районах материка, где постоянно работают всего три станции: Восток (СССР), Бэрд (США) и Амундсен-Скотт (США). То же можно сказать и в отношении многолетней изменчивости скорости питания ледникового покрова.

Имеющиеся материалы относятся в основном к прибрежным районам материка.

До сих пор остается слабо изученным пространственное распределение величин накопления снега в таких крупных районах, как шельфовый ледник Фильхнера, Земля Уилкса, область Долины МГГ.

Недостатком полученных к настоящему времени материалов по снегонакоплению является их большая разнородность, обуславливаемая разнообразием методов, применяемых в экспедициях различных стран для определения величин накопления. Большой шаг к исправлению этого недостатка может быть сделан в ходе гляциологических исследований, проводимых экспедициями СССР, США, Франции и Англии по программе Международного Антарктического Гляциологического Проекта (МАГП).

Приведенный краткий исторический очерк позволяет считать, что в последние 10—15 лет антарктические экспедиции разных стран занимались изучением закономерностей накопления снега на поверхности ледникового покрова с нарастающей энергией и неослабевающим интересом. Это создает полную уверенность в том, что в ближайшие годы гляциологи смогут получить более полные и определенные ответы на не решенные к настоящему времени вопросы.

ГЛАВА II

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ АТМОСФЕРНОГО ПИТАНИЯ

1. Циркуляция атмосферы

Условия образования и выпадения осадков в Антарктиде определяются особенностями климата и, главным образом, особенностями циркуляции атмосферы над Антарктикой.

Расположение большей части ледяного материала в пределах южного полярного круга, простая, в первом приближении, куполообразная форма ледникового покрова, окружение материка океанической поверхностью — все это создает условия для четкого выражения климатической зональности южнополярной области, и, в частности, зональности распределения атмосферного давления.

К настоящему времени достоверно установлено существование: 1) южного субтропического пояса высокого давления с осью, проходящей примерно по широте $30-35^\circ$; 2) антарктической кольцевой депрессии, расположенной вблизи побережья материка; 3) континентального антарктического антициклона. Две первые зоны разделяются на ряд климатических центров, представляющих собой центры действия атмосферы всего южного полушария, расположение которых определяет условия циркуляции в тропосфере над Антарктикой. Характерной особенностью обеих зон является также отсутствие значительных сезонных колебаний как в интенсивности, так и в расположении этих центров [10, 38, 101, 108].

Формирование циклонических образований и их дальнейшее развитие происходит либо на полярном фронте в умеренных широтах, либо на антарктическом — вблизи континента. Установлено, что циклоны антарктического фронта, проходящие вблизи холодного материка, содержат мало влаги и, как правило, не вызывают снегопадов. Наоборот, циклоны полярного фронта, связанные с меридиональной формой циркуляции, являются более теплыми и влажными и проникают в глубь материка. Прохождение таких циклонов вызывает резкое падение давления, увеличение облачности и общие метели [102, 106, 108].

Наибольшая повторяемость циклонических процессов, как и повышение их интенсивности, наблюдается в зимний период, когда

происходит резкое обострение температурного контраста в системе материк — океан, а центры циклонов располагаются чаще всего в пределах 62—64° ю. ш.

В результате работ, выполненных О. Г. Кричаком и другими исследователями на основе анализа синоптических карт, вдоль побережья Антарктиды выделено семь районов стабилизации циклонов: море Уэдделла, Земля Королевы Мод, залив Маккензи, Земля Уилкса, Земля Адели, море Росса и западная часть Антарктического полуострова.

Локализация у побережья квазистационарных обширных и глубоких депрессий объясняется орографическими особенностями самого материка и блокирующей ролью устойчивых гребней субтропического пояса высокого давления [74, 101, 102, 105, 106].

Если представление о характере атмосферной циркуляции над океаническими и прибрежными районами Антарктики довольно отчетливо, то характеристика циркуляции над основной частью ледникового покрова материка затруднена вследствие несовершенства анализа синоптических карт над горными районами. Поэтому полная и объективная картина состояния приземного барического поля над Антарктидой не может быть получена только на основании анализа карт давления на уровне моря. Как показано С. Т. Серлаповым [101], только анализ материалов по распределению давления на уровне моря совместно с анализом карт давления на уровне земли позволяет составить объективную характеристику атмосферной циркуляции.

Основной формой приземного барического поля Антарктиды является континентальный антициклон с преобладающим местоположением центра в районе полюса относительной недоступности. Отроги антициклона чаще всего располагаются в шести районах с осями на меридианах 0, 50, 95, 135 и 160° в. д. и 90° з. д.

Местоположение самого антициклона, его вертикальная мощность, ориентировка отрогов испытывают сезонные колебания, причем довольно часто наблюдается разделение антициклона на два самостоятельных ядра с расположением второго ядра в районе Земли Адели.

Кроме того, барическое поле Антарктиды характеризуется наличием в тихоокеанском секторе материка квазистационарной депрессии, образование которой тесно связано с наличием здесь орографической ложбины и большой повторяемостью стационарных циклонов в районе моря Росса [101, 102].

Таким образом, атмосферная циркуляция над ледниковым покровом Антарктиды обуславливается наличием кольца циклонических центров, расположенных вблизи побережья, антарктического антициклона над наиболее высокой частью ледникового покрова и квазистационарной депрессии.

Установлено, что при общем преобладании зональной циркуляции в Антарктике большое развитие получают и меридиональные процессы, являющиеся причиной поступления на материк влажных морских воздушных масс. При хорошо развитой мериди-

ональной форме циркуляции циклоны на полярном фронте, блокируемые гребнями субтропических антициклонов и отрогами антарктического антициклона, проникают в центральные районы материка, иногда пересекая его в самых разнообразных направлениях [10, 38, 51, 108]. Однако районами вступления их на материк обычно являются области стационарирования центров циклонов и, в первую очередь, моря Росса и Уэдделла.

Наибольшая повторяемость развития меридиональной формы циркуляции, а значит, и повторяемость прохождения циклонов над материком, наблюдается в зимний период [82, 107]. Это подтверждается и колебанием средних суточных температур воздуха на внутриконтинентальных станциях, которые летом значительно слабее, чем зимой, а также адвективными потеплениями в зимний период в центральных районах [6, 41].

Частое проникание тепла с севера в центральные районы материка сказывается зимой на средней месячной температуре воздуха, в результате чего наблюдаются безъядерные зимы и температура одного из центральных зимних месяцев оказывается выше, чем в предыдущих и последующих месяцах. Так, в 1960 г. на станции Восток температура воздуха у поверхности земли в июле была выше, чем в июне, на $2,4^{\circ}$. В 1965 г. август оказался теплее июля и сентября, в 1964 г. июнь оказался теплее мая и июля [41].

Рост интенсивности меридиональных атмосферных процессов начинается примерно в марте. В течение зимы наблюдается чередование зональной и меридиональной форм циркуляции с некоторым преобладанием меридиональных процессов, чему способствует распространение гребней субтропических максимумов и усиление антарктического антициклона. Интенсивность атмосферных процессов начинает ослабевать в начале весны, причем ослабевают и циклоническая деятельность, и меридиональный перенос. В летний период чередование зональной и меридиональной форм циркуляции происходит уже на фоне преобладания зональных процессов и общего ослабления атмосферной циркуляции [82].

О межгодовой изменчивости характера атмосферной циркуляции можно судить на основании анализа синоптической обстановки для района Мирного за период с 1956 по 1966 гг. Установлено:

1) преобладание процессов меридиональной формы циркуляции в 1956, 1957, 1961 гг.,

2) преобладание процессов зональной формы циркуляции в 1960, 1963, 1964, 1965 гг.,

3) равномерное развитие процессов меридиональной и зональной форм в 1958, 1959, 1962 и 1966 гг.

Таким образом, если развитие меридиональных процессов в районе моря Дейвиса наблюдалось в те же годы, что и на территории всей южнополярной области, то преобладание зональных форм в 1962 г., характерное в общем для всего полушария, не было отмечено в районе Мирного.

Выход циклонов на материк и прохождение их над внутриконтинентальными районами сопровождается увеличением адвекции

тепла и влаги, что выражается увеличением облачности, снегопадов и общих метелей.

Влажные морские воздушные массы, приходящие к материку, встречают на своем пути крутые склоны ледникового покрова, ориентированные, как правило, на север, северо-восток или северо-запад. Уже на расстоянии нескольких десятков километров от берега абсолютные высоты материка имеют отметку около 1000 м над уровнем моря, т. е. достигают уровня, при котором происходит конденсация влаги в приходящих сюда теплых воздушных массах. Поднимаясь по антарктическому склону, эти воздушные массы теряют большую часть влаги, обуславливая мощную облачность и большое количество осадков в прибрежных районах.

Как было установлено, при хорошо развитой меридиональной форме циркуляции морские воздушные массы нередко проникают и в центральные районы материка, поднятые на высоту более 3000 м над уровнем моря. Наиболее часто траектории их прохождения над материком тесно связаны с орографическими депрессиями ледникового покрова, такими, как ложбины между морями Росса и Уэдделла.

2. Воздушные массы над ледниковым покровом

В тесной взаимосвязи с общей циркуляцией атмосферы над Антарктикой находятся характеристики воздушных масс, поступающих к материку и формирующихся над ледниковым покровом. Как было показано Е. И. Толстиковым [107], над Антарктидой можно выделить 4 типа воздушных масс: континентальный антарктический воздух, морской антарктический воздух, морской воздух умеренных широт и морской тропический воздух.

Воздушные массы антарктического происхождения — как континентальная, зарождающаяся в центральных районах материка, так и морокая, формирующаяся в районе дрейфующих льдов и холодных антарктических вод, имеют наибольшую повторяемость как в центральных, так и в прибрежных районах. Так, по данным за 1958 г., антарктический воздух был отмечен в районе станции Восток 265 раз, а в районе Мирного — 225 раз. Повторяемость теплых воздушных масс — умеренной и тропической — составляла соответственно 81 и 137 раз. Интересно отметить, что эти воздушные массы наблюдаются в центральных частях Антарктиды только в холодную половину года, причем в некоторые зимние месяцы воздух умеренных и тропических широт отмечается на станции Восток так же часто, как и антарктические воздушные массы [107].

Повторяемость воздушных масс в прибрежных районах и в центральных частях континента приводится в табл. 1, составленной по данным за 1958 г. для станций Мирный, Восток и Советская [107].

Несмотря на то, что табл. 1 составлена по данным одного 1958 года, причем года с повышенной активностью солнца, при-

Таблица 1

Повторяемость воздушных масс (по Е. И. Толстикову [107]) по данным за 1958 г.

Воздушные массы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
KAB	$\frac{5}{17}$	$\frac{8}{17}$	$\frac{8}{12}$	$\frac{10}{8}$	$\frac{6}{6}$	$\frac{7}{10}$	$\frac{7}{7}$	$\frac{10}{8}$	$\frac{3}{11}$	$\frac{9}{15}$	$\frac{11}{6}$	$\frac{10}{9}$	$\frac{94}{126}$
MAV	$\frac{18}{14}$	$\frac{17}{10}$	$\frac{9}{13}$	$\frac{11}{7}$	$\frac{12}{6}$	$\frac{7}{8}$	$\frac{12}{8}$	$\frac{9}{10}$	$\frac{13}{8}$	$\frac{3}{11}$	$\frac{9}{24}$	$\frac{11}{20}$	$\frac{131}{139}$
MUB	$\frac{6}{0}$	$\frac{3}{0}$	$\frac{8}{5}$	$\frac{7}{6}$	$\frac{6}{11}$	$\frac{10}{6}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{12}{8}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{13}{5}$	$\frac{10}{0}$	$\frac{10}{2}$	$\frac{105}{58}$
MTB	$\frac{2}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{5}{0}$	$\frac{2}{7}$	$\frac{6}{6}$	$\frac{5}{1}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{2}{4}$	$\frac{6}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{32}{23}$

Условные обозначения: KAB — континентальный антарктический воздух;

MAV — морской антарктический воздух;

MUB — морской воздух умеренных широт;

MTB — морской тропический воздух;

Примечание: числитель — прибрежный район (станция Мирный);

знаменатель — центральные районы (станции Восток и Советская).

веденные в ней цифры нельзя считать случайными [63]. Сопоставление соотношения повторяемости меридиональной и зональной форм циркуляции над Антарктикой в 1958 г. с соотношениями в последующие годы [39] показывает, что 1958 г. аномальным годом не является. Значения приближенного соотношения меридиональной и зональной форм циркуляции в большинстве случаев сохраняются в пределах 75—80 и 20—25% соответственно.

Кроме того, анализ среднеквадратических отклонений средних месячных температур воздуха в отдельные годы от их средних многолетних значений на станции Восток за периоды 1958—1961 и 1963—1966 гг. [6] показывает, что они летом не превышают $\pm 1^\circ$, а зимой $\pm 4^\circ$, что также свидетельствует об отсутствии резко аномальных лет в климатических условиях центральных районов Антарктиды.

Анализ табл. 1 показывает, что в центральных районах Антарктиды воздух умеренных широт наблюдается почти вдвое реже, чем на побережье, в то время как воздух тропических широт отмечается на станции Восток только на 1/3 случаев меньше. Это означает, что большая часть активных циклонов на полярном фронте, доходящих до побережья, проникает и во внутриконтинентальные районы [107].

Поскольку в некоторые месяцы морской тропический воздух, а иногда и морской воздух умеренных широт, в районе станций Восток и Советская встречается чаще, чем на побережье, можно сделать вывод, что теплые воздушные массы поступают в центральные районы материка не только через море Дейвиса, но и через другие участки побережья [107].

Таким образом, постоянным источником влаги, осаждающейся на поверхности антарктического ледникового покрова в виде кристаллических осадков, являются относительно теплые и богатые влагой воздушные массы океанического происхождения.

3. Перенос влаги над Антарктидой

Поскольку приземный слой воздуха как в прибрежных, так и в центральных частях Антарктиды отличается исключительно низкими температурами, процесс трансформации воздуха над континентом характеризуется не только охлаждением, но и частым выпадением осадков, образующихся как при наличии облаков, так и при их отсутствии (путем сублимации).

К сожалению, к настоящему времени нет даже приблизительных данных о количестве влаги, проносимой над береговой чертой антарктического материка.

Расчет влагооборота над Антарктидой осложняется недостаточным количеством аэрологических станций на побережье и отсутствием данных о распределении удельной влажности на внутриконтинентальных станциях, объясняющимся большой высотой этих станций над урвнем моря и низкими температурами воздуха.

Однако некоторое представление о количестве влаги, проносимой над побережьем Антарктиды, можно составить по данным о распределении удельной влажности, полученным по аэрологическим наблюдениям на береговых станциях [12, 42].

Как было показано в работе [42], в результате сравнения значений удельной влажности в Мирном и на острове Диксон (Арктика) выяснилось, что в течение года запас влаги в Антарктиде значительно меньше, чем в Арктике. Среднее годовое значение удельной влажности в Мирном равно 1,4 г/кг, в то время как на острове Диксон оно составляет 2,3 г/кг. Летом на уровне поверхности 500 мб значения удельной влажности в Мирном в 3 раза меньше, чем на острове Диксон.

Поскольку абсолютные значения удельной влажности на станции Мирный и остальных береговых станциях имеют примерно один и тот же порядок [12], эти выводы можно распространить на все побережье Антарктиды (за исключением района Антарктического полуострова, где удельная влажность несколько выше).

Годовой ход величин удельной влажности на береговых антарктических станциях представлен на рис. 1. В работах И. М. Долгина и др. [42, 61] установлено, что годовой ход удельной влажности над побережьем Антарктиды, за исключением станций, расположенных в оазисах, на всех высотах в общем соответствует ходу температуры воздуха. Максимум удельной влажности наблюдается летом (декабрь — январь), минимальные значения — зимой. Наибольшая годовая амплитуда наблюдается у поверхности Земли, с высотой она быстро уменьшается и на поверхности 500 мб составляет уже десятые доли г/кг.

Вертикальное распределение удельной влажности [42, 61] зависит от сезона; наиболее интенсивное убывание происходит летом в слое земля — поверхность 700 мб. В зимнее время убывание значений удельной влажности с высотой происходит медленно.

Весьма интересным представляется анализ взаимосвязи между распределением величин удельной влажности на станции Мирный, ходом температуры воздуха свободной атмосферы и циклонической деятельностью, проведенный на примере 1965 г. [61]. Летний пе-

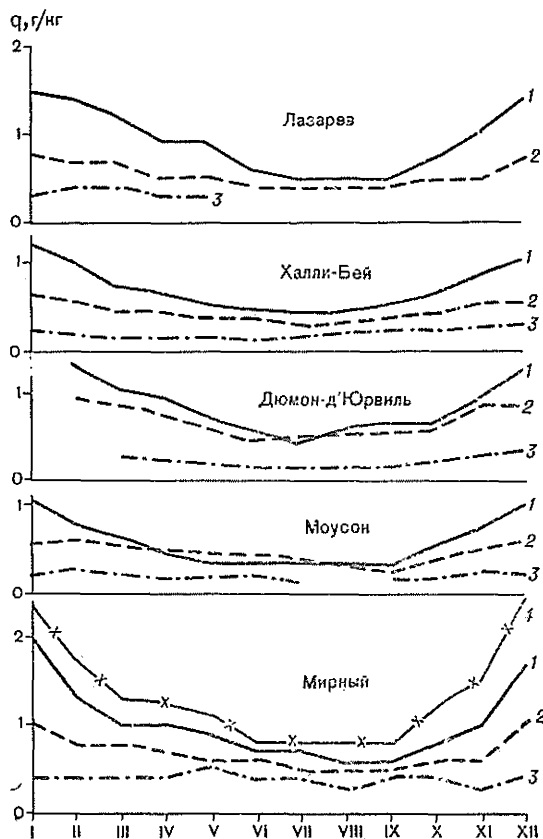


Рис. 1. Годовой ход средней удельной влажности на уровнях:

1 — 750 мб; 2 — 700 мб; 3 — 500 мб; 4 — на поверхности.

риод этого года характеризовался чередованием зональной и меридиональной форм циркуляции при повышенной циклонической деятельности. В результате температура воздуха в этом районе побережья оказалась выше многолетней нормы [40]. Удельная влажность летом 1965 г. на всех высотах также была выше средней многолетней нормы на 0,6—1,0 г/кг [61].

Зимний период 1965 г. в районе Мирного характеризовался тем, что на фоне большой повторяемости зональной циркуляции в отдельные месяцы (апрель, май, август) преобладали меридиональные процессы и активная деятельность южнополярного фронта, способствовавшая выносу из северных районов тепла, что привело к повышению температуры воздуха над районом Мирного и увеличению удельной влажности (особенно на уровнях 850 и 700 мб) [61].

Некоторое представление о влагосодержании воздушных масс над центральными районами дают результаты наблюдений за абсолютной влажностью у поверхности земли, приведенные в табл. 2 [3].

Таблица 2

Абсолютная влажность воздуха на станции Восток, мб (1958—1961, 1963—1964 гг.)

Влажность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средняя	0,30	0,11	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,10	0,30	0,07
Максимальная . .	0,90	0,70	0,33	0,13	0,13	0,14	0,23	0,10	0,10	0,19	0,50	0,90	0,90

Подобный характер распределения и максимальные значения абсолютной влажности воздуха отмечаются и на других внутриконтинентальных станциях. В Западной Антарктиде величины абсолютной влажности, как и температура воздуха, несколько выше, однако и здесь в центральных районах влагосодержание воздуха крайне незначительно [3, 100].

Относительная влажность значительно обстоятельнее, чем удельная, изучалась как в районе побережья, так и на внутриконтинентальных станциях [42]. Среднее годовое значение ее у поверхности земли примерно одинаково как на побережье (станция Мирный), так и в центральных районах (станция Восток), и равняется 73% [42]. С высотой относительная влажность уменьшается, и в общем в свободной атмосфере над антарктическим материком она значительно ниже, чем в Арктике, что также указывает на меньший запас влаги. Следует отметить, что если годовой ход влажности в районе станции Мирный, т. е. на побережье, имеет довольно сложный характер на всех высотах (максимумы в мае, июле, декабре), то во внутриконтинентальных районах (станция Восток) наблюдается плавное понижение значений относительной влажности от лета к зиме [42].

Определение баланса влаги, переносимой воздушными массами над антарктическим материком, может явиться методом оценки общего количества влаги, накапливающейся за год на поверхности антарктического ледникового покрова. Трудность вычисления влагопереноса над побережьем Антарктиды заключается в сложности определения количества воды в единичном столбе воздуха и в недостаточном количестве данных о распределении скорости и направления ветра по вертикали на периферии антарктического мате-

рика. Поэтому к настоящему времени в литературе имеются только отдельные попытки выяснения качественных и количественных характеристик влагопереноса над береговой чертой Антарктиды.

Так, в работе М. Рубина и В. Виянта [226] был проведен приблизительный подсчет влагопереноса с севера на юг и с юга на север через границу антарктического материка для 1958 г. За условную границу была принята параллель с широтой 72° , вблизи которой вдоль побережья более или менее равномерно расположено 10 аэрологических станций. По материалам ежедневных радиозондовых наблюдений были подсчитаны скорости и направления результирующего ветра для уровней поверхности 850, 700, 500, 300, 200

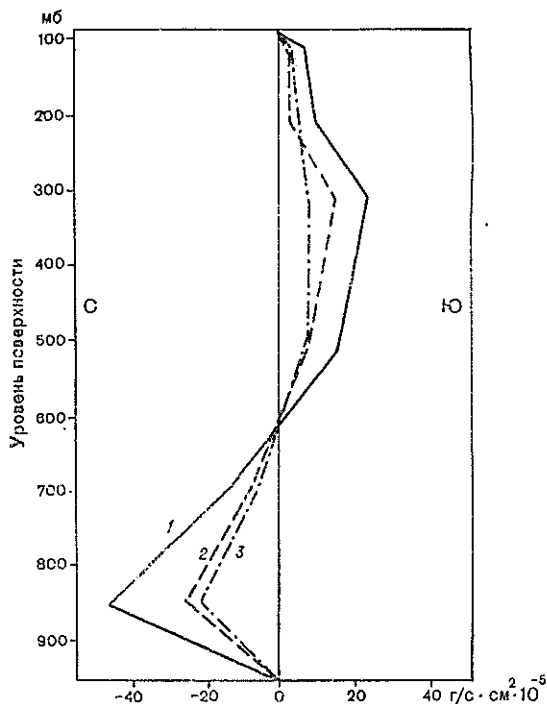


Рис. 2. Перенос массы воздуха в атмосфере через границу Антарктиды (по М. Рубину и В. Виянту).

1 — средний годовой; 2 — за апрель—сентябрь; 3 — за декабрь—март.

и 100 мб, причем принималось, что каждый уровень представляет слой воздуха, заключающий в себе этот уровень (например, уровень 850 мб представляет слой от 950 до 775 мб, уровень 700 мб — от 775 до 600 и т. д.). Далее были подсчитаны скорость и направление результирующего ветра отдельно для каждого месяца 1958 г., для теплого (октябрь — март) и холодного (апрель — сентябрь) сезонов и в среднем за год. Эти данные позволили установить рас-

пределение величины переноса массы и направления переноса по вертикали от поверхности до уровня 200 мб над береговой чертой антарктического материка. Результаты расчетов приводятся на рис. 2, который в первом приближении отражает общую схему движения воздушных масс в атмосфере над Антарктикой. Как видим, в стратосфере и верхней тропосфере перенос массы воздуха направлен на юг, т. е. во внутриконтинентальных районах приток воздуха превышает его отток, в то время как в нижней тропосфере наблюдается компенсационный отток воздуха на север. Исследования радиоактивности приземных слоев воздуха у побережья Восточной Антарктиды показали, что воздух, поступающий из центральных районов материка со стоковым ветром, отличается повышенным содержанием Cs^{137} . Поскольку установлено, что изотоп Cs^{137} накапливается в стратосфере, можно считать, что стоковый ветер тесно связан с воздушными массами нижних слоев стратосферы [52]. Слой, для которого горизонтальный перенос массы в общем равен нулю, находится примерно на уровне поверхности 600 мб. Эта картина характерна как в среднем для всего года, так и для теплого и холодного периодов. Максимум величины переноса массы на север отмечается для слоя, расположенного на уровне поверхности примерно 850 мб, а максимум величины переноса массы во внутриконтинентальные районы лежит на уровне около 300 мб. Это также характерно как для всего года в среднем, так и для отдельных полугодий.

Естественно, что в общем эта схема отражает и качественную сторону переноса влаги над Антарктикой, так что в нижнем слое атмосферы (примерно до высоты около 4 км) идет преимущественный отток влаги с юга на север, а в слое от 4 км и выше идет перенос влаги с океана во внутриконтинентальные районы. Можно предполагать, что, поскольку влагосодержание воздуха уменьшается с высотой, максимумы величин переноса влаги на юг и на север располагаются несколько ниже, чем максимумы величин переноса воздушной массы.

Хотя приведенная выше схема и отражает основные закономерности баланса переноса влаги над береговой чертой антарктического материка, она все-таки является слишком общей и не позволяет судить о величинах и направлениях переноса влаги над отдельными районами побережья.

Исследование основных путей переноса влаги через границу материка и выяснение особенностей переноса над различными точками побережья позволяет установить характер связи между циркуляцией атмосферы и особенностями накопления снега в отдельных районах Антарктиды.

В связи с этим большой интерес представляет рассмотрение вопроса о распределении величин переноса влаги по направлениям в зависимости от сезона года. Для Западной Антарктиды такой анализ был проведен М. Рубином и М. Гиовинетто [225], которые, используя материалы радиозондирования атмосферы на станциях Литл-Америка, Бэрд и Элсуэрт за период с июня 1957 г. по май

Таблица 3

Распределение переноса влаги над Западной Антарктидой на уровне поверхности 700 мб (по М. Рубину и М. Гиовинетто [225] в процентах от годового количества)

Сезон	Направление переноса											
	с	з	в	ю	с	з	в	ю	с	з	в	ю
	Литл-Америка				Бэрд				Элсуэрт			
Лето	28	18	37	17	68	17	7	8	15	31	23	29
Осень	55	23	15	7	37	52	5	6	29	30	25	19
Зима	50	9	33	8	58	32	6	4	26	18	38	18
Весна	37	25	24	14	55	26	17	2	30	36	17	17
Среднее за сезон	42	19	27	12	54	32	9	5	25	29	25	21

1958 г., рассчитали величину переноса влаги над районами этих станций по квадрантам на уровнях поверхности 700 и 850 мб. Величина переноса подсчитывалась как сумма произведений скорости ветра на каждом уровне на удельную влажность для каждого направления в этом квадранте. Затем определялось процентное соотношение величин переноса влаги из различных квадрантов для каждого из сезонов года. Результаты расчетов для уровня поверхности 700 мб приводятся в табл. 3. Анализ таблицы показывает, что в районы станций Бэрд и Литл-Америка наибольшее количество влаги приносится из северного квадранта. Вторым по величине направлением прихода влаги для района станции Бэрд является западное, что хорошо согласуется со схемой основных путей перемещения циклонов в этом районе, которые приходят к станции Бэрд с северо-запада и уходят далее на юг, к району Южного полюса.

Для станции Литл-Америка западный перенос влаги также значителен, однако он все-таки на 1/3 меньше влагопереноса из восточного квадранта, что также хорошо укладывается в общую схему циркуляции в этом районе Антарктики. Таким образом, основным источником влаги для этой области ледникового покрова являются районы Южного океана, расположенные от нее к северу и к северо-западу.

Для района шельфового ледника Фильхнера (станция Элсуэрт) распределение сумм переноса по направлениям более равномерно. В среднем за год несколько выше сумма переноса из западного квадранта, приход же влаги из остальных районов примерно одинаков. В то же время летом перенос с юга значительно больше, чем с севера, а в остальные сезоны он составляет также относительно большую величину, чем перенос с юга на станции Литл-Америка. Такое распределение переноса влаги над побережьем моря Уэдделла объясняется довольно частым прорывом воздушных масс из района моря Росса.

Таблица 4

Распределение переноса влаги в % от общегодовой суммы для уровней 700 и 500 мб

Направление	Мирный		Дюмон-д'Юрвиль	
	700 мб	500 мб	700 мб	500 мб
ЗСЗ	—	11	10	53
СЗ	—	17	—	—
ССЗ	—	—	—	—
С	—	13	—	—
ССВ	—	—	—	—
СВ	—	17	—	—
ВСВ	48	—	11	—
В	27	—	—	—
ЮОВ	25	—	—	—
ЮВ	—	—	7	—
ЮЮВ	—	—	7	—
Ю	—	—	1	—
ЮЮЗ	—	—	4	—
ЮЗ	—	12	8	—
ЗЮЗ	—	10	18	—
З	—	20	34	47

Рассмотрим также распределение влагопереноса по направлениям для побережья Восточной Антарктиды. С этой целью нами были использованы результаты вычислений скорости и направления результирующего ветра и удельной влажности на уровнях 700 и 500 мб для станций Мирный и Дюмон-д'Юрвиль, опубликованные в Аэроклиматическом справочнике Антарктиды [12]. Распределение сумм влагопереноса, полученных как произведение результирующего ветра на удельную влажность, по направлениям в процентах от общегодовой суммы приводится в табл. 4. Анализ этой таблицы показывает, что на уровне 700 мб в районе станции Мирный около половины влагопереноса имеет северную составляющую, и только 25% — южную, причем вся масса влагопереноса приходит из восточного квадранта. В районе станции Дюмон-д'Юрвиль распределение переноса влаги более равномерно: северные составляющие имеют 21%, южные — 45%, при этом наблюдается перенос из восточного, южного и западного квадрантов. Что касается поверхности 500 мб, то здесь картина на обеих станциях более четкая: 58% — приходится на северную составляющую в районе Мирного и 53% — в районе станции Дюмон-д'Юрвиль, остальная часть влагопереноса падает на западное направление в районе станции Дюмон-д'Юрвиль и на З — ЮЗ в районе Мирного.

К сожалению, данные эти настолько приблизительны из-за малого количества материалов о распределении влажности по высоте, что нет возможности анализировать абсолютные величины переноса влаги.

4. Виды осадков

Переход водяного пара, содержащегося в атмосфере над Антарктидой, в твердое состояние и отложение его на поверхности ледникового покрова происходит несколькими путями. Во-первых, отложение снега идет за счет выпадения осадков, т. е. выпадения воды в твердой фазе из облаков. В пределах большей части континента (исключение составляют только крайняя северная оконечность Антарктического полуострова и, в редких случаях, другие районы побережья) осадки в жидком виде не наблюдаются.

Во-вторых, за счет выпадения непосредственно из воздуха на поверхность ледникового покрова ледяных кристаллов (так называемых ледяных игл), которые образуются в результате сублимации водяного пара в нижних слоях атмосферы.

В-третьих, прирост снежного покрова происходит в результате прямой конденсации (сублимации) водяного пара на поверхности ледникового покрова, т. е. образования кристаллов инея (изморози).

И, наконец, в-четвертых, увеличение массы снежно-фирновой толщи происходит за счет роста кристаллов или зерен льда внутри снежного покрова в результате сублимации водяного пара из воздуха, циркулирующего в верхних горизонтах снежно-фирнового покрова.

Атмосферные осадки, выпадающие из облаков и составляющие, по-видимому, основной источник питания ледникового покрова, подразделяются на две категории в зависимости от происхождения облаков, из которых они выпадают.

Внутримассовые осадки — это осадки, выпадающие из облаков внутримассового происхождения. Поскольку температура подстилающей поверхности очень низка и в течение почти всего года суммарный поток тепла направлен сверху вниз, из атмосферы к ледниковой поверхности, образование такой облачности связано, главным образом, не с процессом конвекции, а с существованием мощной приземной инверсии [10].

Фронтальные осадки, т. е. осадки, связанные с фронтальной облачностью, развивающейся в связи с циклонической деятельностью и активностью атмосферных фронтов, играют гораздо более значительную роль в питании ледникового покрова.

Вследствие своеобразия метеорологического режима облачность над антарктическим ледниковым покровом отличается рядом особенностей. Значительная часть территории антарктического ледникового покрова лежит на высотах более 3000 м над уровнем моря и характеризуется большим количеством ясных дней и малым количеством дней с осадками.

В табл. 5 приведены средние месячные и годовые значения общей облачности для наиболее характерных антарктических станций. Из табл. 5 видно, что наибольшая облачность наблюдается на побережье Антарктиды, где она в среднем за год составляет около 6 баллов, причем облачность зимой несколько меньше,

Таблица 5

Средние месячные и годовые значения общей облачности (в баллах)

Станция	Период наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амундсен-Скотт [148]	1957—1965	5,3	5,2	4,9	2,8	2,8	3,3	2,9	3,4	4,5	5,3	3,8	4,5	4,1
Бэрд [148]	1957—1965	6,8	7,5	7,1	6,1	4,6	4,8	5,0	5,3	5,8	7,0	6,6	7,0	6,1
Восток [6]	1958—1961, 1963—1966	3,6	3,7	3,6	2,8	3,1	3,0	3,1	3,5	4,9	4,3	3,2	2,8	3,4
Комсомольская [100] . .	1958	4,6	3,0	4,7	3,4	2,7	1,0	3,4	5,1	5,0	4,4	5,0	4,0	3,9
Пионерская [100] . . .	1956—1958	6,5	5,2	6,2	6,8	6,0	5,0	6,2	5,5	6,0	6,3	5,4	6,6	6,0
Мирный [12]	1956—1968	6,6	6,3	6,4	6,4	6,2	6,1	6,6	6,5	6,3	6,5	6,4	6,7	6,4
Молодежная [21]	1964—1966	8,0	6,1	7,7	6,6	5,9	6,0	4,2	7,0	6,2	6,2	7,4	—	6,4
Новолазаревская [5]	1961—1966	5,7	6,4	5,8	5,3	6,0	6,1	5,2	5,8	5,4	5,1	6,4	6,6	5,8

чем летом. В центральных частях Восточной Антарктиды минимум общей облачности наблюдается, наоборот, летом, а наибольшая облачность бывает весной. В среднем за год в Центральной Антарктиде (район станции Восток) общая облачность составляет всего 3,4 балла, а повторяемость ясной погоды 37% [6]. Число ясных дней в течение года увеличивается от побережья к центру материка. Так, например, если в Мирном оно составляет около 60, то уже на Пионерской более 70, на станции Восток I — около 90, а на станциях Комсомольская и Восток — 120—150 дней.

Другой особенностью облачности над ледниковым покровом является преобладание облаков слоистых форм. Даже на побережье Антарктиды на слоистые формы облаков приходится до 60—70%, а в глубине материка — более 90% всех облаков [100]. Во внутриконтинентальных районах преобладают облака верхнего яруса, главным образом перистые и перисто-слоистые. Значительно реже появляются облака среднего яруса — высоко-слоистые и высоко-кучевые, из которых в центральных областях выпадают осадки в виде мелких пластинчатых снежинок, часто правильной шестилучевой формы, и снежной крупы. При этом осадки дают как высоко-слоистые, так и перисто-слоистые облака [3, 6, 148]. Облака нижнего яруса появляются здесь очень редко, и образование их чаще всего связано с существованием приземной инверсии.

Повторяемость облаков нижнего яруса увеличивается по мере движения от центра материка к побережью. Однако даже на станциях, расположенных на побережье (например, Мирный, Моусон и Молодежная), она не превышает 15—25% [21]. В районах ледникового склона на облака нижнего яруса приходится всего 3—5% [100]. Здесь, как и на всей территории антарктического ледникового покрова, преобладают облака среднего (Ac и As) и верхнего ярусов (Ci, Cs, Cc).

Таблица 6

Число дней в году со снегопадами, ледяными иглами и изморозью

Станция	Период наблюдений	Снегопад	Ледяные иглы	Иней или изморозь
Восток [6]	1958—1962, 1963—1967	26	247	225
Комсомольская [3]	1958	26	287	263
Восток I [100]	1957	60	—	—
Пионерская [3]	1956—1958	170	89	22
Мирный	1956—1968	146	—	—
Молодежная [21]	1964—1966	110	—	—
Лазарев [76, 100]	1959—1960	153	—	70—80
Новолазаревская [5]	1961—1966	72	—	—

С особенностями распределения облачности тесно связана и повторяемость осадков, выпадающих из облаков. В табл. 6 приводится среднее годовое количество дней со снегопадами, ледяными иглами и изморозью на некоторых антарктических станциях. Из таблицы видно, что повторяемость снегопадов уменьшается по

мере увеличения расстояния от берега и увеличения высоты над уровнем моря.

Так, для района станции Мирный процент дней с выпадением осадков из облаков составляет около 40%, а для района станции Восток — всего около 7%. Для Западной Антарктиды, как для береговых участков, так и для внутриконтинентальных, эти соотношения значительно больше. Это подтверждается и анализом карт вероятности осадков в Антарктике, составленных В. М. Котляковым и В. Я. Шаровой для Атласа Антарктики [72, 114], которые можно рассматривать как приближенную характеристику повторяемости.

Рассмотрение годовой карты [72] показывает, что в среднем за год повторяемость осадков, выпадающих из облаков, во внутриконтинентальных районах Антарктиды составляет менее 20%, а в наиболее удаленных и лежащих на значительной высоте районах — менее 15%. Максимальные значения повторяемости (более 30%) отмечаются для побережья тихоокеанского сектора Западной Антарктиды. Побережье Восточной Антарктиды, побережье атлантического сектора и центральные части Западной Антарктиды имеют годовую повторяемость осадков более 20%. В общем для года повторяемость осадков в Западной Антарктиде в среднем примерно в 2,5 раза больше, чем повторяемость осадков для территории Восточной Антарктиды.

Ледяные иглы являются вторым по значению источником атмосферного питания ледникового покрова. Основное условие их образования заключается в одной из наиболее типичных особенностей изменения температуры воздуха с высотой — существовании мощных приземных инверсий даже в теплый период года. Как уже было показано (см. рис. 1 и табл. 2), упругость водяного пара в Антарктиде изменяется в приземном слое от 2,0—2,5 на побережье до 0,01—0,02 мб в центре материка. В инверсионном слое содержание водяного пара растет с высотой, в результате чего поток водяного пара направлен сверху вниз, что создает необходимые условия для интенсивной сублимации.

Повторяемость приземных инверсий, т. е. условий для образования ледяных игл, велика даже в прибрежной зоне материка, где она составляет около 50%. Во внутриконтинентальных районах она значительно больше: на Южном полюсе инверсии наблюдаются летом в 55% случаев, а зимой — в 70—78%. На станции Восток повторяемость инверсий составляет 96—100% в течение всего года. Интенсивность инверсий на побережье почти не имеет годового хода и составляет примерно 2—3°, в Центральной Антарктиде в летние месяцы она примерно такая же, зато зимой интенсивность значительно выше: на Южном полюсе — около 20°, а на станции Восток 24—25°. Мощность приземных инверсий в Центральной Антарктиде также значительно превышает мощность инверсионного слоя в береговой полосе и зимой достигает 2500 м [40, 60].

Характерная особенность инверсий заключается в том, что во внутренних областях Антарктиды они образуются в подавляющем

большинстве случаев при полном отсутствии облачности или при незначительном количестве (2—3 балла) облаков верхнего яруса [111].

Ослабление или полное разрушение инверсий во внутриконтинентальных районах материка происходит очень редко. Зимой это связано с выходом циклонов на материк, летом же разрушение или ослабление инверсий обуславливается тем, что поверхность снега оказывается, несмотря на низкие температуры, более теплой за счет солнечной радиации [32, 100].

Таким образом, на огромной части территории антарктического ледникового покрова в течение всего года создаются условия для образования продуктов сублимации водяного пара непосредственно из воздуха, т. е. для образования ледяных игл.

В табл. 6 приводится среднее количество дней за год для станций Восточной Антарктиды, когда было отмечено выпадение ледяных игл. В центральных районах ледяные иглы регистрируются в течение большей части года (около 70—80%), в краевой части ледникового покрова они наблюдаются значительно реже (около 20%) и на побережье образование ледяных игл не наблюдалось.

К сожалению, в литературе в настоящее время нет данных о повторяемости этого явления на прибрежных станциях, однако судить о незначительной повторяемости выпадения ледяных игл (например, для станции Мирный) можно хотя бы по почти полному отсутствию в этом районе таких явлений, как ледяной туман или дымка [100].

Иней, т. е. образование кристаллов льда на поверхности снежного покрова в результате непосредственной сублимации водяного пара, содержащегося в приземном слое воздуха, является третьим по значению источником атмосферного питания ледникового покрова. Это явление, довольно часто встречающееся во внутренних районах материка, некоторые авторы [3, 68, 71, 100] классифицируют как изморозь. Однако, по нашему мнению, образование здесь кристаллов льда на ровной поверхности снега следует считать инеем, поскольку основная причина этого явления заключается в радиационном выхолаживании поверхности, в результате которого ее температура оказывается ниже температуры нижних слоев воздуха [37].

Как показали исследования Г. К. Сулаквелидзе, В. П. Пузанова и других исследователей [36, 37], если температура поверхности снега выше температуры воздуха, то при любом количестве водяного пара, заключенного в воздухе, со снежного покрова будет происходить испарение. Если же температура снега ниже температуры воздуха, то процесс фазовых переходов происходит в двух направлениях: при температуре поверхности выше точки росы (в данном случае — точки инея) приземного воздуха идет испарение с поверхности, а при температуре ниже точки инея происходит сублимация паров воды. Как известно, во внутриконтинентальных районах антарктического ледникового покрова при низких температурах абсолютная влажность приземных слоев воздуха

ниже, а относительная влажность выше, чем в прибрежных районах, что создает условия для частого насыщения или даже пере-сыщения воздуха по отношению ко льду и ведет к сублимации водяного пара на поверхности.

Образование инея широко распространено главным образом во внутриматериковых областях ледникового покрова, о чем свидетельствуют данные табл. 6. Если на станции Пионерская в 375 км от берега иней (изморозь) отмечался всего для 6% дней в году, то на станциях Комсомольская и Восток это явление регистрировалось в среднем для 60—70% дней в году.

Образование изморози характерно главным образом для краевой зоны антарктического ледникового покрова, и особенно — пояса шельфовых ледников. Сублимация влаги происходит в этом случае в результате соприкосновения теплого, насыщенного влагой морского воздуха, часто проникающего в эти районы, с холодной снежной поверхностью [71, 76].

Одним из наименее изученных источников атмосферного питания антарктического ледникового покрова является сублимация водяного пара из воздуха непосредственно внутри снежно-фирновой толщи. Как известно, мощность снежно-фирновой толщи колеблется в Антарктиде в больших пределах, достигая в центральных районах материка 100 м. Пористость верхних горизонтов изменяется от 0,70—0,80 для свежевыпавшего снега до 0,40 для старого плотного снега; в фирновой толще пористость постепенно уменьшается до нуля. Коэффициент воздухопроницаемости, определяющий интенсивность возможного движения воздуха внутри снежно-фирновой толщи, зависит главным образом от двух параметров — пористости и размера зерен — и составляет в приповерхностных слоях довольно значительную величину. Так, верхний 5-метровый слой на станции Комсомольская имеет средний коэффициент воздухопроницаемости $15 \cdot 10^{-2}$ см/с, а на станции Восток I — около $20 \cdot 10^{-2}$ см/с [68, 92].

Таким образом, в верхних горизонтах снежно-фирновой толщи ледникового покрова Антарктиды имеются условия для довольно интенсивного движения воздуха, связанного с движением воздушных масс над поверхностью, что подтверждается натурными наблюдениями [44, 71, 221] во многих районах Антарктиды.

Занос относительно влажного атмосферного воздуха в поры снежно-фирновой толщи приводит при определенных условиях к сублимации влаги и увеличению вследствие этого массы снежно-фирновой толщи. К сожалению, количественная сторона этого явления почти совершенно не изучена и существуют только предварительные оценки величины массы, образующейся за счет этого процесса [68].

Количественное соотношение влаги различного происхождения в общей сумме атмосферного питания ледникового покрова, несмотря на свою важность, до сих пор еще не может быть определено достаточно точно.

Как известно, практически почти невозможно при натуральных

наблюдениях отделить слой накопления, образовавшийся в результате выпадения ледяных игл, от общей массы накопления. Очень трудно определить и слой снега, образовавшийся за счет сублимации водяного пара на поверхности, т. е. за счет радиационного инея или кристаллической изморози. Следует также учитывать, что иней или изморозь может образовываться не только за счет сублимации влаги из приповерхностных слоев воздуха, но и путем переноса влаги из толщи снежного покрова на его поверхность при вертикальном движении воздуха, так, что масса снега в этом случае не увеличивается [71].

Отдельные указания в литературе на попытки определения массы снега, накапливающейся за счет ледяных игл, инея, изморози или внутриснегового накопления [3, 76, 100], относятся к непродолжительным периодическим наблюдениям и не дают суммы годового вклада того или иного процесса в общее питание ледникового покрова.

В связи с этим большой интерес приобретают расчетные способы определения массы снега, образующегося в результате кристаллизации влаги как непосредственно в воздухе, так и на поверхности ледникового покрова.

Попытка определения величины накопления снега для района Южного полюса за счет выпадения ледяных игл была выполнена В. Швердтфегером [232]. В качестве схемы движения воздушных масс над антарктическим материком Швердтфегер принял наиболее простую модель, при которой выше поверхности 600 мб идет приток воздуха во внутриконтинентальные районы, в центральной области происходит его опускание и отток воздуха к побережью в нижних слоях. Средняя годовая скорость опускания через поверхность 500 мб определена им в 0,6 см/с. Примерно такой же считают скорость вертикального движения воздушных масс в Центральной Антарктиде М. Рубин и В. Виянт [226]. Причем эта величина, по мнению В. Швердтфегера, может изменяться от 0,4 см/с до 0,8 см/с в зависимости от того, какую площадь принимать за район наиболее четко выраженного опускания воздушных масс (в данном случае принят круг с центром в точке с координатами 83° ю. ш. и 90° в. д. и радиусом примерно 1000—1400 км).

Существование мощной приземной инверсии и нисходящего движения воздуха обуславливает возникновение потока водяного пара, направленного к поверхности, что, в свою очередь, создает условия для формирования ледяных игл, являющееся результатом радиационного и кондуктивного охлаждения. Причем, в отличие от нормального процесса осадкообразования в облаках, в этом случае переход влаги из газообразной в жидкую фазу происходит не в поднимающейся, а в опускающейся воздушной массе. При вертикальной скорости 0,6 см/с и средней плотности воздуха порядка 0,001 г·м⁻³ принос водяного пара из верхних слоев атмосферы для образования ледяных игл составляет около 0,01 г·см⁻³·день. Если такой процесс происходит около 300 дней в году, то масса ледяных кристаллов, образующихся в слое

инверсии и осаждающихся на поверхности, составляет величину около $3 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, что для района южного географического полюса составляет около 30% от общей величины накопления.

Можно с уверенностью предполагать, что для районов Центральной Антарктиды, таких как районы станций Восток, Комсомольская, Советская, Плато, высота которых над уровнем моря на 600—700 м больше, абсолютное значение массы снега, отлагающегося за счет выпадения ледяных игл, должно быть значительно меньше вследствие меньшего влагосодержания воздуха в этих районах, хотя относительное значение может быть таким же.

Максимальное развитие этого процесса должно, вероятно, наблюдаться в краевой части внутриматерикового района ледникового покрова, например, в Восточной Антарктиде в районе станции Пионерская. По мощности и интенсивности приземная инверсия здесь мало отличается от инверсии в центральной области ледникового покрова, а перепад удельной влажности между ее верхней и нижней границей больше [100], в результате чего нисходящий поток водяного пара в этих районах значительно интенсивнее. Правда, незначительное по сравнению с более удаленными станциями количество дней с выпадением ледяных игл (см. табл. 6) не подтверждает этого предположения. Возможно, конечно, что это связано с недостатками методики наблюдений за атмосферными явлениями.

По расчетам Н. П. Русина, произведенным для района станции Восток [100], количество снега, образующегося в июле или августе на поверхности путем сублимации водяного пара (т. е. в виде инея), составляет около $0,20—0,25 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{месяц}^{-1}$, что хорошо согласуется с месячными количествами осадков, измеренными в зимний период при отсутствии облачности.

Исследования теплового баланса поверхности в районе станции Восток, проведенные А. Н. Артемьевым (по сообщению), показали, что в зимние месяцы величина скрытого потока тепла составляет около $150 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2}$, что соответствует сублимации льда на поверхности ледникового покрова, равной $0,2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{месяц}^{-1}$.

Определение эффективности этого процесса в районе Южного полюса было проведено П. Далримплем и др. [149] тремя различными методами. Два из них дали скорость сублимации порядка $0,001 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$, или около $0,3 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Третий, основанный на вычислении теплового баланса поверхности снега, оказался, по мнению авторов, неудовлетворительным вследствие того, что остальные члены уравнения теплового баланса не были известны с достаточной точностью.

Незначительна доля изморози в питании береговых районов ледникового покрова, в частности шельфовых ледников. Так, В. Шютт [231] на основании расчета теплового баланса поверхности снежного покрова пришел к выводу, что накопление снега за счет изморози на шельфовом леднике Модхейм составляет около $2,2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, что не превышает 6% от общегодовой суммы. По данным Т. Лунде [198], на поверхности шельфового ледника в

районе станции Норвегия отложение изморози также составляет всего около 5% годовой суммы. Ю. А. Кручинин [76] для шельфового ледника Лазарев также указывает на незначительность вклада изморози в питание.

Таким образом, в питании антарктического ледникового покрова основную роль играют твердые атмосферные осадки, выпадающие из облаков как фронтальной, так и внутримассовой облачности. Они составляют более 90% накопления на шельфовых ледниках и в краевой зоне ледникового покрова. Во внутриконтинентальных районах, особенно в Центральной Антарктиде, осадки, выпадающие из облаков, составляют примерно 50% годового слоя аккумуляции (станция Восток — около 40%, Южный полюс — около 60%).

Ледяные иглы имеют большое значение для краевой части внутриматериковой зоны, где относительная величина их вклада в общую сумму составляет около 30%. Несколько ниже это значение для районов Центральной Антарктиды и незначительно (в пределах нескольких процентов) на побережье и на шельфовых ледниках.

Питание за счет инея или изморози составляет всего 5—6% в береговой полосе ледникового покрова. По направлению к центральным районам материка, по мере увеличения высоты над уровнем моря, относительная величина инея или изморози растет (хотя абсолютная и уменьшается), и в Центральной Антарктиде она составляет примерно 20—30% (станция Восток — около 40%. Южный полюс — около 60%).

ГЛАВА III

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ НАКОПЛЕНИЯ СНЕГА И ОЦЕНКА ИХ ТОЧНОСТИ

1. Осадкомерные наблюдения

Измерение суммы твердых атмосферных осадков в Антарктиде чрезвычайно затруднено вследствие несовершенства существующих осадкомерных приборов.

Как известно, осадкомеры улавливают большую часть (около 85 %) твердых осадков только при отсутствии сильных ветров. На всей территории антарктического ледникового покрова снегопады происходят главным образом при ветре, достигающем особенно большой силы в краевых частях материка. В результате может возникать целый ряд явлений, обуславливающих серьезные ошибки измерений. Во-первых, во время снегопада, сопровождавшегося ветром, часть снежинок не попадает в приемную часть осадкомера [71]. Во-вторых, при определенных условиях вследствие турбулентности снеговетрового потока часть отложенного в приборе снега может выноситься из него. В-третьих, во время сильных низовых метелей снег, поднятый ветром с поверхности, заносится в осадкомер [2, 8, 68, 71, 100].

Кроме того, осадкомеры с большими ошибками регистрируют выпадение ледяных игл и практически не фиксируют нарастание инея или изморози [71]. В результате на всех без исключения антарктических станциях годовые суммы осадков, полученные по данным осадкомерных наблюдений, очень резко отличаются от года к году, причем колебания эти происходят практически без всякой связи с межгодовой изменчивостью климатических факторов. Не обнаружено какой-либо твердой связи и между колебаниями величин осадков на различных станциях (табл. 7).

Наиболее серьезные ошибки в показаниях осадкомеров возникают в результате попадания в них снега, поднятого с поверхности во время метели. Исследования Н. П. Русина показали, что в районе станции Мирный снег начинает заноситься в осадкомер уже при скорости ветра около 9 м/сек. Количество заносимого

Таблица 7

Годовые суммы осадков, мм (по осадкомеру)

Станции	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
Восток	—	62,7	38,0	3,7*	24,2	—	59,6	32,2	29,1	30,9	61,6	8,5
Мирный	400	685	578	(87,3)	118,4	533,3	604,6	622,5	405,8	943,6	720,7	746,9
Унлкс	457	264	298	165	291	258	322,9	289,4	339,4	333,0	329,1	—
Моусон	453	495	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Молодежная	—	—	—	—	—	—	375,1	355,6	838,9	590,6	826,3	485,1
Дейвис	—	56	119	76	—	—	—	—	—	—	—	—
Бэрд	340	71	32	31	64,0	0,0	2,0	33,0	85,0	(11)	(36)	(35)

* Снег, занесенный в осадкомер во время метелей, не учитывался.

снега растет с увеличением скорости ветра и в среднем за год составляет около 30% от общей массы снега, собранного осадкомером. Примерно такое же соотношение было получено и для района станции Пионерская. При этом большая часть снега заносится в осадкомер во время низовых метелей, и только 7—10% приходится на долю метелей с выпадением снега [100].

Для внутриконтинентальных районов ледникового покрова определение количества снега, наметаемого в осадкомер ветром, выполнено В. Г. Аверьяновым [8] на основе анализа 9-летнего ряда одновременных измерений осадков с помощью осадкомера и накопления снега на снегомерном профиле. Если считать, что в центральных районах Антарктиды метелевый перенос снега и испарение не искажают существенно величины слоя отложенных осадков, средняя величина накопления снега по данным снегомерных наблюдений на достаточно большой площади соответствует истинной величине осадков. Поэтому разность между годовой суммой накопления снега на снегомерном профиле и количеством снега, зафиксированного осадкомером, покажет результат взаимодействия надувания и выдувания.

Таблица 8

Годовые суммы осадков, накопления снега и снега, занесенного в осадкомер (в мм воды) на станции Восток (по В. Г. Аверьянову [8])

Годы	Осадки, измеренные осадкомером	Накопление снега	Снег, занесенный в осадкомер	
			абсолютное значение	%
1958	62,7	32,2	30,5	49
1959	38,0	20,3	17,7	46
1960	3,7	9,2	—	—
1961	24,2	21,9	2,3	10
1963	59,6	13,2	46,4	78
1964	32,2	11,9	20,3	63
1965	29,1	60,4	—	—
1966	30,9	27,3	3,6	12
1967	61,6	29,3	32,3	52

Как абсолютные, так и относительные значения этой величины сильно изменяются от года к году (табл. 8).

Из анализа исключен год 1960, когда при измерениях осадков не учитывался снег, попавший в осадкомер при метелях [8]. Вероятно, по этой же причине величина накопления снега в 1965 г. значительно больше суммы осадков.

Таким образом, количество снега, надуваемого в осадкомер станции Восток за год, составляет примерно 40—50% (21,8 мм) от общей

суммы снега, зафиксированного осадкомером в течение года. Однако выведение на основании этого соотношения поправочного коэффициента для получения истинной величины осадков вследствие ее большой межгодовой изменчивости в настоящее время едва ли возможно.

Значительные колебания испытывает величина разности между показаниями осадкомеров и снегомерных наблюдений и в других районах антарктического ледникового покрова. Так, в 1950 г. наблюдениями на станции Модхейм было установлено, что годовая величина накопления снега составила 52% от суммы осадков по данным осадкомера [242]. Еще более значительным это расхож-

дение оказалось на станции Лазарева в 1959 г., где снегонакопление оказалось равным всего 30% от величины осадков по осадкомеру [76].

Конечно, совершенно не применим такой метод определения истинной величины осадков для станций, расположенных на побережье, где на величину накопления большое влияние оказывает ветровой снос снега, таяние и испарение.

Таким образом, в условиях, когда трудно определить, какая часть из годовой суммы осадков, зафиксированных осадкомерами на антарктических станциях, представляет истинную величину, а какая — результат деятельности ветра, данные по годовым суммам осадков не могут служить основой для расчета величины питания антарктического ледникового покрова. Поэтому особенное значение для изучения водного баланса Антарктиды приобретают методы определения величины накопления снега, т. е. измерения мощности слоя снега, отложившегося за определенный период на поверхности ледникового покрова.

2. Наблюдения за накоплением снега

В настоящее время в Антарктиде широко применяются два основных метода определения величины накопления снега: снегомерные наблюдения, т. е. прямые измерения высоты накопившегося снега за точно известный промежуток времени, и стратиграфические исследования в шурфах и скважинах, когда промежуток времени определяется по текстурным, физическим или химическим особенностям соседних горизонтов снежно-фирновой или ледяной толщи.

Оба метода имеют как свои преимущества, так и недостатки. Снегомерные работы требуют предварительного оборудования места, расстановки вех, профилей, постоянного поддержания их в порядке, наращивания высоты вех и т. д., что в условиях Антарктиды представляет собой значительные трудности.

Поэтому снегомерные наблюдения проводятся главным образом в непосредственной близости станций или по пути регулярного движения санно-гусеничных поездов. Возможность определения с их помощью величин накопления снега одновременно на большом количестве соседних точек позволяет получить надежные средние значения для целого района. Регулярные снегомерные наблюдения применяются для изучения внутригодовой изменчивости накопления, а также для определения суточных, месячных и других сумм накопления.

Стратиграфические наблюдения могут быть проведены в любой точке ледникового покрова без предварительной подготовки и позволяют получить данные о многолетнем ходе величин накопления. Однако трудоемкость этих исследований, сложность выявления годовых слоев в большинстве районов Антарктиды затрудняют получение большого числа данных в изучаемом районе. Поэтому стратиграфический метод применяется главным образом для изучения многолетней изменчивости накопления.

А. Снегомерные наблюдения. Методика снегомерных наблюдений, применяемая при исследованиях в Антарктиде, довольно разнородна. К сожалению, до сих пор, несмотря на достаточно длительный период интенсивных метеорологических и гляциологических исследований, нет не только единой международной методики в проведении снегомерных наблюдений, но зачастую исследователи одной и той же страны пользуются различными способами определения средней величины накопления. Наблюдения производятся по тросовым профилям, веховым профилям, одиночным вехам и веховым площадкам. Охватываемая при этом площадь, длина промерных линий и расстояния между промерными точками колеблются в очень больших пределах (табл. 9). Точность определения средних величин, естественно, также весьма различна, поэтому сравнение полученных материалов существенно затруднено.

Таблица 9

Виды снегомерных наблюдений на некоторых антарктических станциях

Станция	Краткая характеристика снегомерных наблюдений
Амундсен-Скотт (США)	36 вех 1958—1961 [167]
Б Эрд (США)	Площадка (1000 × 1000 м) из 100 вех, с 1960 г. [239]. 2 профиля по 11 км из 21 вехи, с 1962 г. [176].
Восток (СССР)	С 1958 г. работает тросовый Т-образный профиль, общей длиной 40 м (40 точек). В 1970 г. установлено два взаимноперпендикулярных веховых профиля, длина каждого 1 км (по 40 точек на каждом) [8].
Мирный (СССР)	2 тросовых Г-образных профиля.
Уилкс (Австралия)	35 реек в районе станции, ~ 20 км ² [133]. S=2—12 реек на пл. 20 км ² 1957—1962.
Лазарев (СССР)	Снегомерная площадка 100 × 100 м, 41 веха расставлена в шахматном порядке; тросовый Т-образный профиль с длиной одного колена 40 м (80 точек) — 1959—1961 [48].
Пионерская (СССР)	Снегомерная площадка (100 × 100 м) с 41 вехой, расставленными в шахматном порядке — V.1956—I.1959. 2 тросовых профиля (75 и 70 м длиной) — 150 точек — V.1956—I.1959.
Комсомольская (СССР)	Снегомерная площадка (50 × 50 м) с 5 вехами — 1959—1961 гг. [73]. Треугольник со стороной 300 м — 60 вех — V.1958—XII.1958.
Советская (СССР)	50 реек на площади 1500 м ² — III.1958—XII.1958. 48 реек обнаружено в декабре 1961 г. [73].
Саут-Айс (США)	Площадка (15 × 15 м) с 36 рейками, профиль (200 м) из 10 реек, профиль (500 м) из 10 реек, профиль (1500 м) из 15 реек 1957 г. — [192].
Халли-Бей (Англия)	Площадка № 1 (60 × 60 м) из 9 вех профиль 1200 м) из 6 вех [189].
Полюс Недоступности (СССР)	Площадка 400 × 400 м — 19 вех с 30.I.1965 по 14.XI. 1965 [156, 168].
Модгейм	22 рейки на площади 38 км ² [242].

Тросовый профиль, применяемый главным образом в Советской антарктической экспедиции [3, 8, 43, 68], представляет собой два

тонких троса длиной от 20 до 50 м, натянутых над поверхностью снега на небольшой высоте перпендикулярно друг другу (обычно один в направлении господствующего ветра, второй перпендикулярно ему). Тросы размечаются через равные промежутки (обычно 1—5 м) для фиксирования точек измерения. Равномерное натяжение тросов обеспечивается с помощью блоков и постоянного груза. Величина накопления снега определяется как разность двух отсчетов высоты троса над поверхностью снега. Тросовые профили позволяют максимально приближать точки измерения друг к другу, не внося искажения в ветровой и радиационный режим поверхности снега.

На веховых профилях вехи располагаются на одной линии. Расстояния между ними колеблются от нескольких метров до нескольких километров.

На снегомерных площадках измерения высоты снежного покрова ведутся по вехам, равномерно расставленным на определенной территории, причем количество вех и расстояние между ними могут значительно колебаться.

Разнообразие способов снегомерных наблюдений вызвано следующими причинами. Во-первых, суровость климатических условий затрудняет проведение их на большой площади при большом количестве точек. Во-вторых, разнообразие физико-географических условий ледникового покрова довольно велико. Поэтому исследователи вынуждены ограничивать площадь снегомерных наблюдений или уменьшать длину промерных профилей, стараясь при этом набирать достаточное количество точек измерения. Отсутствие четких представлений о пространственной изменчивости накопления приводит к большой разнородности наблюдений.

Методические трудности измерения величины накопления снега на поверхности антарктического ледникового покрова обуславливаются своеобразием как метеорологических условий отложения снега, так и постоянным преобразованием снежной толщи.

Основные закономерности процессов отложения, ветрового перераспределения и закрепления снега на поверхности, развития снежной толщи, приводящего к уплотнению ее и оседанию, детально исследованы в работах В. М. Котлякова [68, 71 и др.].

Главный фактор, определяющий неравномерность накопления снега на всем пространстве антарктического ледникового покрова, — ветер. Его воздействие, во-первых, сказывается на процессе первоначального отложения осадков и, во-вторых, приводит к переносу и перераспределению отложенного снега.

Как правило, выпадение осадков в Антарктиде происходит чаще всего при ветре, что приводит к общей метели, т. е. к интенсивному переносу снега. Снегоотложение при общих метелях на равнинных пространствах происходит практически равномерно, так как при установившемся снеговетровом потоке количество отлагающегося на поверхности снега равно количеству выпадающих осадков. Только при встрече снеговетрового потока со значительным препятствием отложение снега становится неравномерным.

Таковыми неровностями на поверхности ледникового покрова являются волнистость или ступенчатость мезорельефа, особенно заметно проявляющиеся в краевых областях материка. Максимальное снегонакопление наблюдается в понижениях, а минимальное — в верхних частях склонов.

Первоначально отложенный на поверхности снег также подвергается воздействию ветра, причем интенсивность этого процесса зависит как от скорости ветра, так и, в немалой степени, от состояния снежного покрова — его плотности, температуры, наличия корок на поверхности или внутри и т. д. При средних условиях состояния снежной толщи разрушение снежной поверхности и метелевые явления можно наблюдать уже при скорости ветра 5—7 м/с, и поэтому повторяемость ветрового переноса, приводящего к перераспределению отложенного снега, велика как в центральных районах, так и в краевых частях ледникового покрова. Так, в районе станции Мирный число дней с поземком составляет 244 в год, а с низовой метелью — 145 [31], на станции Восток поземок в среднем наблюдается 108 дней, а низовая метель — 47 [6].

Отличительной особенностью поземков и низовых метелей является высокая концентрация переносимого снега в нижнем, приповерхностном слое снеговетрового потока. Так, по наблюдениям В. М. Котлякова, значительные количества снега переносятся лишь до высоты 15—20 см. При увеличении скорости ветра уровень максимальной концентрации несколько смещается вверх, однако даже при сильных низовых метелях снег поднимается с поверхности всего на 2—3 м [71]. Поэтому отложение снега из снеговетрового потока низовой метели или поземка происходит при встрече его даже с незначительным препятствием, которым являются формы микрорельефа поверхности, вызывая неравномерность накопления более мелкого масштаба, чем при общих метелях.

Совокупность метеорологических явлений и процессов, при которых наблюдаются общие метели, характерна для циклонических условий погоды. С другой стороны, поземок и низовая метель чаще наблюдаются при установившемся антициклоническом характере метеорологических условий. В соответствии с этим подразделяются и типы снегонакопления.

Для прибрежных районов материка В. М. Котляковым [68] выделено 8 типов отложения снега из снеговетрового потока, разделенных на 2 большие группы: циклоническую и антициклоническую.

Чередование различных типов накопления приводит к появлению на поверхности ледникового покрова и постоянному преобразованию разнообразных форм микрорельефа, служащих первым показателем неравномерного пространственного распределения слоя накопления.

Наиболее равномерное накопление снега происходит в том случае, когда после выпадения осадков при слабой общей метели

наблюдается достаточно длительный период штилевой погоды или погоды со слабым ветром. При таких условиях поверхность снежного покрова успевает закрепиться и в дальнейшем с трудом поддается разрушению. Если же после первоначального отложения наступает период с сильным ветром, не успевший закрепиться слой снега подвергается разрушению и переотложению, и неравномерность накопления резко возрастает.

Образование в снежной толще различного рода корок, уплотнение и затвердевание снега, затрудняя дефляцию, уменьшают возможность переотложения снега.

Ветровой перенос и переотложение снега как при общих, так и при низовых метелях, наблюдаются, как уже было показано, на всей территории Антарктиды, однако значение этого процесса для накопления снега растет по мере движения от центра материка к его побережью. В краевой полосе ледникового покрова шириной 5—10 км, где уклоны поверхности достигают 0,02—0,03, а стоковые ветры имеют ураганную силу, повсеместно наблюдается частичный или полный снос снега с нижних частей склонов в море. В совокупности с радиационными факторами это приводит к возникновению зоны отрицательного баланса на ледниковом покрове.

Метелевые процессы наблюдаются в течение всего года. Однако особенно большое развитие они получают в холодный и переходные периоды, поскольку именно в это время скорости ветра достигают наибольших значений. Поэтому во всех районах ледникового покрова холодный период является периодом наибольшей изменчивости накопления снега и наиболее интенсивного развития микрорельефа снежной поверхности.

В летний сезон метелевые явления менее интенсивны как в силу уменьшения скоростей ветра, так и в результате меньшего выпадения осадков. В этот период значительное развитие приобретают процессы сглаживания микрорельефа и выравнивания слоя снегонакопления, особенно четко заметные в центральных областях материка [3].

При малых скоростях ветра процесс переотложения незакрепленного снега преобладает над дефляцией, связанной с разрушением снежного покрова, что приводит к засыпке понижений микрорельефа и выравниванию поверхности. Кроме того, в летнее время горизонтальные поверхности затвердевают более интенсивно, чем наклонные. В результате ровные участки значительно больше сопротивляются дефляции, чем положительные формы микрорельефа [209].

В прибрежной зоне материка выполаживание поверхности происходит также за счет оседания снежной толщи, ускоряющегося летом при повышении температуры верхнего слоя снега [55, 56].

Сглаживание микрорельефа в летнее время происходит еще и за счет избирательного испарения (или возгонки) на одних участках и образования радиационного инея на других.

Как показали тщательные исследования радиационного баланса различно наклоненных поверхностей микрорельефа в районе

станции Плато [220], летом горизонтальные участки имеют отрицательный радиационный баланс, в то время как наклонные — положительный. В результате на горизонтальных образуется иней, а с наклонных идет возгонка, что в совокупности приводит к выравниванию микрорельефа [248].

На Южном полюсе в конце зимы заструги, являющиеся наравне со снежными дюнами наиболее характерной формой микрорельефа, достигают высоты около 40 см. Но уже к середине января они значительно уменьшаются в размере, поверхность снежного покрова выравнивается, что приводит к ровной стратификации слоев снега, вскрываемых шурфом [173].

Таким образом, в результате деятельности ветра, солнечной радиации, оседания снежной толщи и т. д. слой накопления осадков на всей территории антарктического ледникового покрова представляет собой чередование микроучастков с повышенной и пониженной мощностью, что выражается в существовании на поверхности сложной системы форм микрорельефа.

Абсолютные размеры основных форм микрорельефа снежной поверхности приводятся в табл. 10. Таблица составлена нами на основании ряда работ [56, 68, 71, 78], в которых были предприняты попытки создания единой классификации большого разнообразия наблюдающихся в природе видов микрорельефа поверхности.

Наиболее удачной в настоящее время является схема, предложенная Ю. А. Кручининим [78, 79], поскольку в ней достаточно четко выдержан генетический принцип, что позволяет проследить весь процесс развития микрорельефа поверхности.

Анализ табл. 10 показывает, что размеры форм колеблются в значительных пределах. Так, мощность (или высота) снежной ряби или зарождающихся заструг может составлять всего 1—2 см, в то время как высота каплевидных заструг, наблюдающихся в краевой зоне ледникового покрова, достигает 1,5 м. Горизонтальная протяженность отдельных видов форм также изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров, а в случае образования шлейфов барханов даже до сотни метров.

По мере движения от центра материка к побережью вместе с увеличением скорости ветра и количества осадков происходит рост абсолютных размеров форм микрорельефа.

В сезонном ходе развития микрорельефа максимум падает на конец зимнего периода. Это подтверждается и тем фактом, что направление наиболее характерных для Антарктиды форм микрорельефа — заструг — хорошо совпадает с направлением именно зимних ветров. Минимум развития микрорельефа приходится на конец лета [3]. Характерной особенностью микрорельефа поверхности является его непрерывная эволюция: преобразование одних форм в другие, исчезновение ранее существовавших форм и возникновение других на том же месте.

Продолжительность существования форм микрорельефа изменяется в очень больших пределах: от едва уловимого времени, в

Таблица 10

Размеры основных форм снежного микрорельефа антарктического ледникового покрова (по Ю. А. Кручинину и др. [56, 68, 71, 78, 79])

Формы микрорельефа	Размеры, м			Примечание
	длина	ширина	высота	
Снежные пятна . . .	8—16	5—11	0,03—0,15	Плоско-выпуклые формы
Снежные барханы		5—8	0,20—0,50	Серповидная форма
Шлейфы барханов	30—100	5—15	0,20—0,70	Пологие гряды
Снежная рябь . . .	0,10—0,20	0,03—0,04	0,01—0,02	Сеть валиков
Заструги зарождающиеся	0,20—0,30	0,20—0,30	0,01—0,02	Корраззионные рывтины
Заструги одноступенчатые	1,0—1,5		0,05—0,15	Ступеневидная форма
Заструги карнизные	1,0—2,5	0,30—0,60	0,20—0,25	Клювовидная форма
Заструги ребристые			1,0—0,30	Крутостенные гряды
Заструги гребневидные	1,5	0,50	0,10—0,20	
Заструги каплевидные	2—4	0,70—1,50	0,3—1,5	

течение которого на одном месте фиксируются элементы снежной ряби,двигающейся со скоростью 10—15 см/мин при ветре 6—12 м/сек (100—200 см/мин) [71], до нескольких лет, в течение которых можно наблюдать отдельные участки микрорельефа в районах с малой скоростью накопления снега.

Близко расположенные формы микрорельефа не всегда образованы разновозрастным снегом. Однако в среднем высота микрорельефа соизмерима с мощностью годового слоя накопления снега, что позволяет приблизительно оценивать неравномерность накопления снега в данном районе по колебаниям высот микрорельефа. Поэтому при выборе участка для проведения снегомерных работ наблюдатель определяет его размеры и частоту точек таким образом, чтобы район наблюдений обладал типичным микрорельефом, а размеры (площадь или длина профиля) были соизмеримы с размерами форм микрорельефа и частота точек отражала изменчивость их высот.

В связи с этим значительный интерес представляет рассмотрение погрешности определения средней величины отложившегося снега при сравнении двух наиболее распространенных в Советской антарктической экспедиции методов — снегомерных площадок и промерных тросов.

С этой целью нами были использованы данные ежедекадных измерений на снегомерных площадках станций Пионерская (за период с 30 января 1957 г. по 1 января 1958 г.) и Лазарев

(с 31 марта 1959 г. по 20 февраля 1961 г.), а также показания снегомерного тросового профиля на станции Лазарев за тот же период. Площадки на обеих станциях имеют размеры 100×100 м, на них в шахматном порядке установлено по 41 вехе, так что расстояние между ближайшими вехами составляло около 17 м.

Тросовый профиль на станции Лазарев находится на подветренной стороне площадки. Длина каждого его колена равна 40 м, расстояние между точками измерения — 1 м.

Таким образом, если снегомерная площадка охватывает наблюдениями площадь в $10\,000\text{ м}^2$, то тросовый профиль — всего 1600 м^2 , т. е. примерно в 6 раз меньше. Зато количество точек измерения в первом случае в 2 раза меньше, чем во втором.

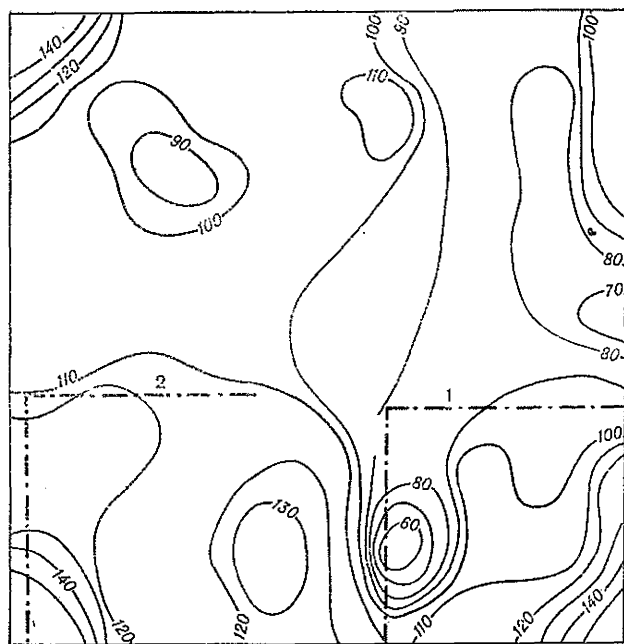


Рис. 3. Отложение снега (в см) на снегомерной площадке станции Лазарев за 23 месяца.

Пунктиром показаны возможные положения примерного троса.

Однако сравнение средних величин накопления снега, вычисленных с помощью двух разных методов (промерных тросов и вех на снегомерной площадке) в условиях шельфового ледника в районе станции Лазарев показало, что значительно большее количество точек тросового профиля не увеличивает точности результатов. Дело в том, что как бы детально ни определялся прирост снежного покрова по данному способу, измерения, проводимые по сравнительно коротким линиям, не охватывают достаточной площади, чтобы отразить неравномерность накопления снега. На рис. 3

представлены величины накопления снега на снегомерной площадке станции Лазарев. Среднее накопление за 23 месяца составило 105 см.

Рассмотрим, каким было бы значение средней величины при определении снегонакопления на этом участке с помощью тросового профиля. Для этого представим два возможных положения: 1 и 2 (см. рис. 3). Если бы промерные тросы находились в положении 1, то средняя величина накопления получалась бы равной примерно 85 см, а для положения 2 — около 130 см. В действительности же среднее накопление снега по тросовому профилю станции Лазарев, который находился вне площадки на расстоянии 10—15 м от ее западного края, составило 133 см. По-видимому, профиль оказался на таком участке, где отложение снега было повышенным, в результате чего величина накопления оказалась завышенной на 30%. Вероятно, более точные результаты могут быть получены при удлинении профиля, т. е. при увеличении площади, которую он охватывает измерениями.

Исходя из горизонтальных размеров микрорельефа (см. табл. 10), по которым можно судить о неравномерности отложения снега, площадку размером 100×100 м можно считать достаточно репрезентативной как для шельфового ледника, так и для поверхности краевой части материкового ледникового покрова, где находится станция Пионерская.

Уменьшение размеров снегомерной площадки приводит к увеличению ошибки в определении средней величины накопления снега. Для доказательства этого выберем в пределах снегомерной площадки станции Лазарев (100×100 м) 4 площадки размером 75×75 м, 4 площадки размером 50×50 м и 16 площадок — 25×25 м. После 23 месяцев наблюдений средняя величина накопления, полученная на площадках со стороной 75 м, отличалась от той же величины на нормальной площадке в среднем на 5%, а максимальное отклонение составило 7%.

Для площадки размером 50×50 м это отклонение составило в среднем 8%; а максимальное — 15%; для площадки со стороной 25 м эти величины оказались соответственно равными 15 и 25%. К аналогичному выводу пришел Д. Лимберт [189]. Анализируя результаты наблюдений в районе станции Халли-Бей, он показал, что увеличение количества точек измерений при уменьшении охватываемой измерениями площади не дает повышения точности наблюдений.

Естественно, что погрешность, с которой может быть вычислена средняя величина отложения снега при одном и том же количестве вех на площадке, зависит также от продолжительности периода наблюдений. Вначале, когда накопление снега невелико, а неравномерность распределения сохраняется, отклонения по отдельным вехам могут быть очень большими. С увеличением продолжительности периода наблюдений слой отложенного снега возрастает и при прежней неравномерности его распределения у отдельных вех изменчивость всего ряда постепенно уменьшается.

Наибольшие отклонения от средней величины накопления снега на снегомерных площадках станций Лазарев и Пионерская

Отклонения	Продолжительность наблюдений в месяцах							
	1	6	12	18	23	1	6	11
Лазарев								
Среднее накопление снега, см	9,8	27,4	53,8	91,9	105,0	Пионерская		
Наибольшее положительное отклонение, %	140	118	92	60	49	960	153	102
Наибольшее отрицательное отклонение, %	270	96	54	46	45	506	100	105

Например, на станции Лазарев (табл. 11) в конце первого месяца наблюдений наибольшее отклонение от средней величины составило 270%, а на Пионерской — 960%. Через год оно уменьшилось на станции Лазарев до 91% и на Пионерской до 105%. По истечении 23 месяцев на станции Лазарев наибольшее отклонение уже не превышало 50%. Вследствие этого точность, с которой

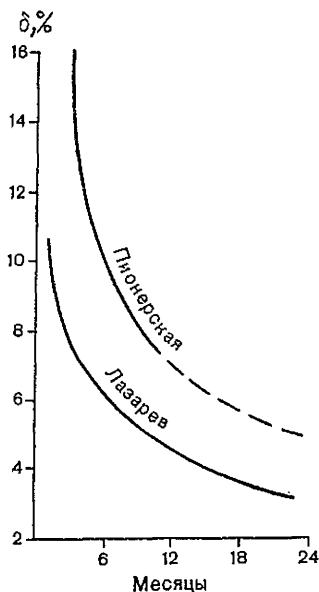


Рис. 4. Зависимость точности определения средней величины накопления снега от продолжительности наблюдений на снегомерных площадках станций Лазарев и Пионерская.

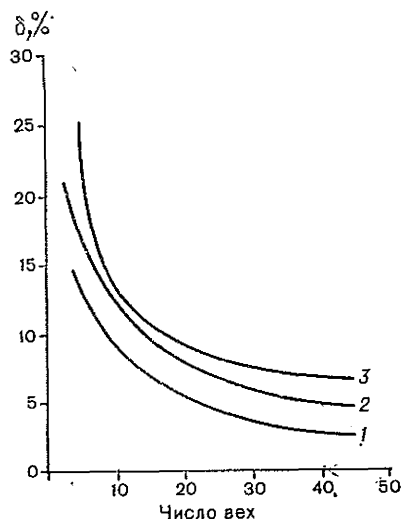


Рис. 5. Зависимость точности определения средней величины накопления снега от количества вех на снегомерных площадках станций:

1 — Лазарев (за 23 мес.); 2 — Лазарев (за 12 мес.); 3 — Пионерская (за 12 мес.).

может быть вычислена средняя величина накопления снега, возрастает. Как видно из рис. 4, средняя квадратическая ошибка среднего в конце первого месяца наблюдений на станции Лазарев достигала почти 11%, на Пионерской — 16%. Через шесть месяцев она сократилась почти вдвое.

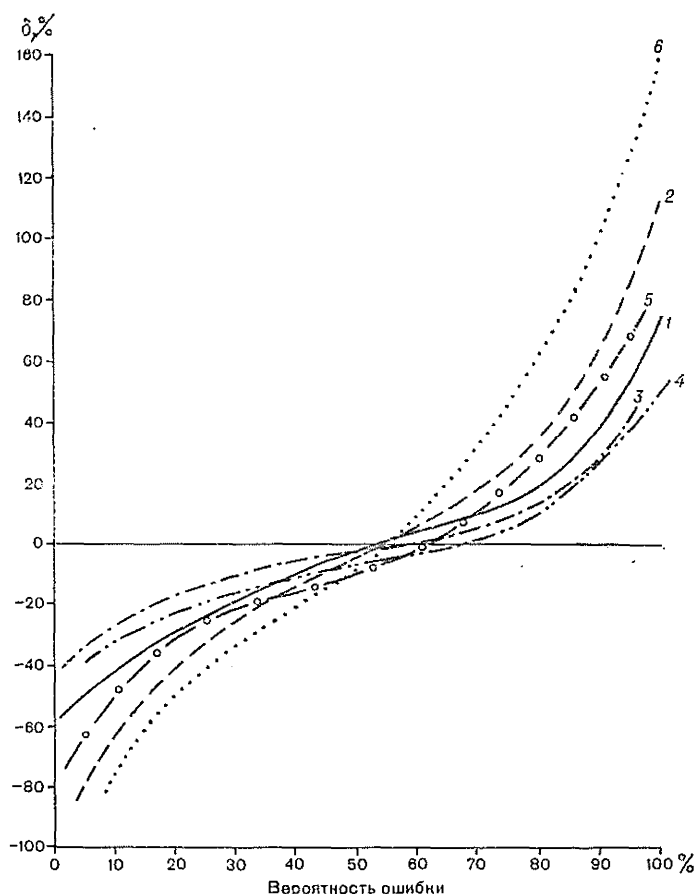


Рис. 6. Вероятность получения результатов с определенной ошибкой при измерениях в одной точке с разной продолжительностью наблюдений:

на станции Лазарев: 1 — $h = 54$ см, 12 мес.; 2 — $h = 27$ см, 6 мес.; 3 — $h = 105$ см, 23 мес.; 4 — $h = 96$ см, 18 мес., на станции Пионерская: 5 — $h = 42$ см, 12 мес., 6 — $h = 27$ см, 6 мес.

Через год средняя величина накопления снега по 41 вехе, которые размещены равномерно на площади в 1 га, в условиях станции Лазарев может быть вычислена с ошибкой около 5%, в условиях станции Пионерской — приблизительно 7%.

Величина ошибки при вычислении среднего накопления зависит также от количества точек измерения, т. е. от числа вех на снего-

мерной площадке. Представление о зависимости погрешности средней величины от числа вех дает рис. 5. Для построения графика были подсчитаны ошибки средних величин, вычисленных по 5, 13, 25 и 41 вехе, равномерно выбранных на площадке.

Точность определения средней величины возрастает особенно быстро при увеличении числа вех до 25. Дальнейшее увеличение количества вех сказывается на величине ошибки сравнительно мало.

На рис. 6 представлены кривые распределения величин прироста снежного покрова, определенных по 41 вехе за различные периоды наблюдений на обеих станциях. Они дают возможность оценить вероятность получения результата с определенной погрешностью в том случае, когда измерения проводятся в одной точке. Для этого следует по значению ошибки на оси ординат найти две точки на соответствующей кривой. Разность абсцисс этих точек даст величину вероятности получения результата с данной ошибкой. Обеспеченность результатов измерений с ошибками 20, 40 и 60% при измерениях в одной точке приведена в табл. 12.

Таблица 12

Обеспеченность результатов измерений по одной вехе в зависимости от ошибки, %

Ошибка, %	Продолжительность наблюдений, месяцы					
	6	12	18	23	6	12
	Станция Лазарев			Станция Пионерская		
20	45	50	65	72	25	50
40	70	85	90	92	50	70
60	85	96	—	—	65	84

Из табл. 12 видно, что вероятность получения годовой величины накопления даже с ошибкой в 20% очень мала как на шельфовом леднике, так и в краевой зоне ледникового покрова. С увеличением периода наблюдений обеспеченность результатов при наблюдениях по одной вехе растет, однако даже после почти двухлетних наблюдений величина годового накопления в районе станции Лазарев с ошибкой не более 20% может быть получена только в 72% всех случаев.

Наблюдения О. Н. Виноградова [29] на профиле Мирный—Восток в 1964 и 1969 гг. также показали, что по мере удлинения срока накопления снега точность определения величины аккумуляции по одной точке будет увеличиваться. Так, сравнение результатов измерений мощности снега, полученных по 5 или 6 вехам, с данными шурфов в районе геодезических полигонов позволило установить, что репрезентативность средней годовой величины за 5-летний период, полученной по снегомерным наблюдениям, в 1,7—1,8 раза

выше, чем репрезентативность средней годовой величины накопления за 14-летний период, определенной по одной точке.

Таким образом, наблюдения по одной точке (например, одной вехе) могут дать вполне удовлетворительные результаты для определения средней годовой величины накопления снега при достаточно длительном сроке наблюдений.

Представляет интерес также колебание величин снегонакопления в зависимости от расстояний между точками измерений и выбор оптимальной методики снегомерных наблюдений, т. е. рассмотрение пространственной изменчивости высот снежного покрова (или сумм накопления), поскольку именно ею обуславливается объем снегомерных работ — длина маршрута и количество промерных точек.

С этой целью в районе станции Молодежная, в краевой части склона ледникового покрова, в 1966 г. были проведены наблюдения на веховом полигоне, состоящем из 4 взаимно перпендикулярных профилей с общим количеством вех 450 [97]. Вехи представляли собой деревянные рейки, высота которых над поверхностью составляла 1,5—2,0 м, а расстояние между соседними вехами — 10 м.

Основной профиль — № 1 длиной 1500 м (150 вех) имеет направление приблизительно юг—север. На участке 500—1500 м он дублирован профилем № 4, расположенным параллельно первому на расстоянии 10 м. Два перпендикулярных профиля — № 2 и 3 длиной 1000 м (100 вех) пересекают профиль № 1 в точках, отстоящих на 500 и 1000 м от его начала.

Таким образом, снегомерный полигон охватывает участок площадью 1,5 км².

Для анализа была использована величина накопления снега за период с марта по ноябрь, так как именно в конце зимы изменчивость накопления снега наиболее значительна.

Как показано на рис. 7, на профиле № 1 достаточно четко прослеживается увеличение высоты снежного покрова по мере движения к югу, несмотря на значительный разброс значений в близко расположенных точках. В среднем в северной части профиля высота снежного покрова к концу ноября составляет около 10 см, а в южной — более 20, что объясняется различием в величине уклона поверхности. В южной части уклон несколько меньше, чем в северной, поэтому накопление снега на юге полигона значительнее. Анализ материалов, полученных по снегомерному профилю № 2, вытянутому с востока на запад, выявил достаточно однородное распределение высот снежного покрова. На профиле № 3, расположенном на 500 м южнее, некоторое увеличение высот в западной части связано, вероятно, также с уменьшением уклона на этом участке.

Наблюдения показали, что на всех профилях высота снежного покрова от точки к точке даже на сравнительно небольших расстояниях испытывает значительные колебания. Разброс величин на точках, отстоящих друг от друга на 10 м, достигает более 100%.

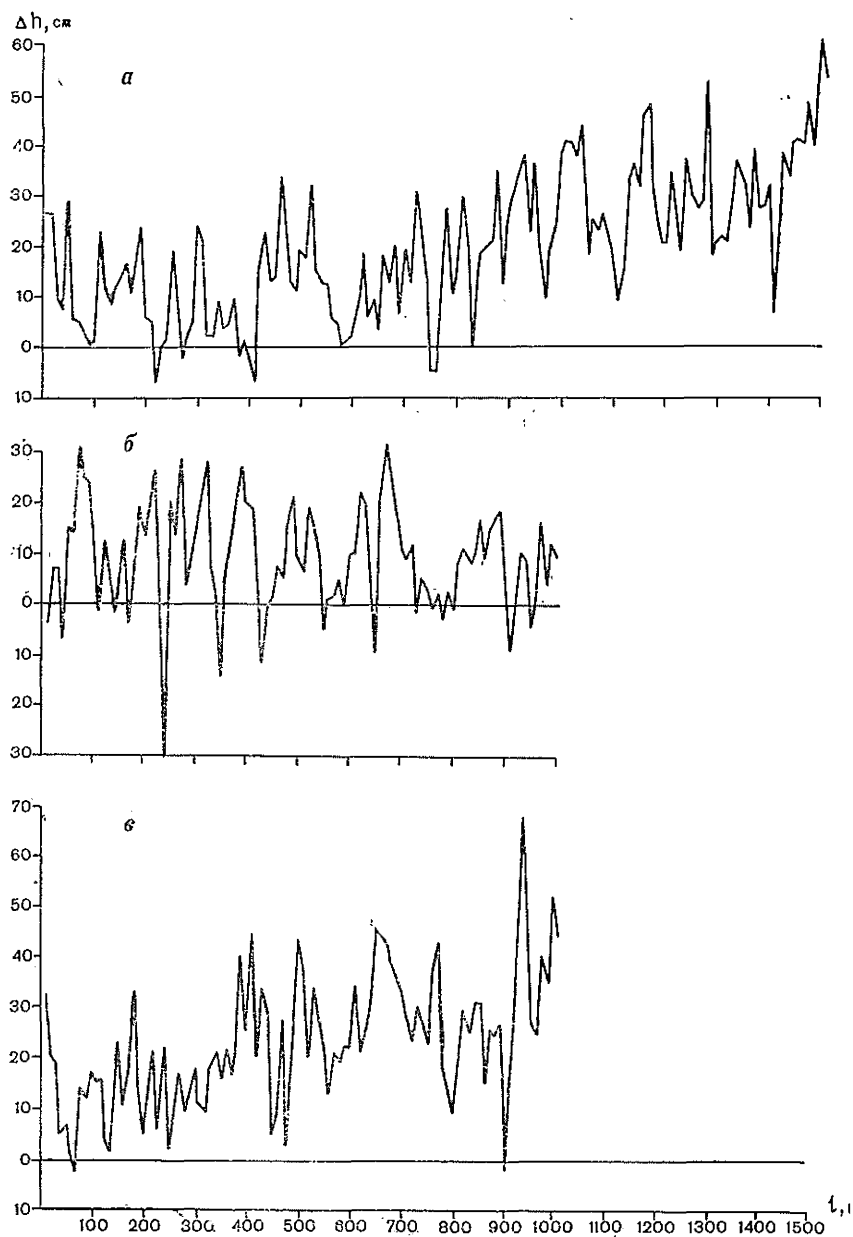


Рис. 7. Накопление снега на снегомерном полигоне станции Молодежной:
a — профиль 1; *b* — профиль 2; *v* — профиль 3.

Эти различия в распределении высот снежного покрова по территории обусловлены экспозицией и крутизной склонов, а также неоднородностью скорости ветра в приземном слое.

Для характеристики пространственной изменчивости высот снежного покрова нами была использована структурная функция, т. е. средний квадрат разности высот снежного покрова для данного интервала [50, 81, 109]:

$$b_h(\lambda) = [h(x + \lambda) - h(x)]^2, \quad (1)$$

где $b_h(\lambda)$ — значение структурной функции для высоты снежного покрова на интервале λ ;

$h(x + \lambda)$ — высота снежного покрова в точке $(x + \lambda)$;

h_x — высота снежного покрова в точке x ;

λ — длина интервала, для которого вычисляется изменчивость высоты снежного покрова;

x — расстояние.

Для вычисления пространственной структурной функции высоты снежного покрова были обработаны материалы снегосъемки по трем профилям (№ 1, 2, 3), проведенной в конце ноября, т. е. в период максимальных высот снежного покрова в описываемом районе. Таким образом, анализировалось распределение высот слоя снега, накопившегося за март—ноябрь 1966 г. Профиль № 4 не принимался в расчет, чтобы точки измерений (всего 351) располагались равномерно по участку наблюдений.

Обработка материалов проводилась по методике, разработанной в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [91]. Структурные функции вычислялись для каждого интервала отдельно. Результаты вычислений приведены в табл. 13.

Анализ табл. 13 показывает, что значения структурных функций на всех трех профилях не одинаковы как по величине, так и по характеру их распределения. Для одного и того же интервала величины варьируют в широких пределах. В среднем наибольшие значения отмечены для профиля № 3, а наименьшие — для профиля № 2. Следовательно, максимальная изменчивость слоя, накопившегося за исследуемый период, наблюдается в южной части района, а минимальная в северной.

Большая изменчивость величин структурной функции в одних и тех же интервалах является результатом резкой неоднородности распределения высот снежного покрова по участку. Это подтверждается также и большими пределами изменения средней высоты на отдельных профилях (от 9,80 см на профиле № 2 до 22,60 см на профиле № 3). Однако даже при сравнительно небольшом различии в средней высоте (профили № 1 и 3) значения структурных функций на одинаковых интервалах заметно отличаются друг от друга.

Амплитуда колебаний количественных характеристик структурных функций внутри каждого профиля зависит от средней высоты снежного покрова. Для профиля № 2 со средней высотой 9,80 см амплитуда составляет 133,60 а для профилей со средней высотой 19,61 и 22,60 см — 302,36 и 289,82 соответственно.

Значения структурных функций высоты снежного покрова при различных интервалах

Снегомерный профиль	$h_{\text{ср}}$, см	Количество вех	Интервалы, м								
			10	20	30	40	50	60	70	80	90
1	19,61	151	135,32	187,79	197,43	206,03	231,19	220,78	230,03	239,61	230,68
2	9,80	100	146,40	218,00	255,10	235,60	246,10	248,70	245,20	280,00	226,50
3	22,60	100	267,70	281,80	325,40	309,20	315,50	269,00	309,40	252,70	308,20
Среднее значение по участку	17,67		176,45	223,29	250,26	243,64	259,25	242,27	256,68	254,61	251,31

Снегомерный профиль	$h_{\text{ср}}$, см	Количество вех	Интервалы, м						Дисперсия, σ^2	Амплитуда
			100	200	300	400	500	600		
1	19,61	151	220,87	228,89	262,52	327,92	317,15	437,68	191,59	302,36
2	9,80	100	208,30	170,57	196,44	177,43	228,32	197,25	108,76	133,60
3	22,60	100	303,10	330,63	418,41	423,75	323,84	557,52	198,78	289,82
Среднее значение по участку	17,67		240,41	240,83	286,60	313,72	296,72	409,47	170,04	233,02

Несмотря на большие различия в распределении структурных функций в пределах каждого профиля, во всех трех случаях в общем довольно четко прослеживается их рост по мере увеличения интервала между промерными точками, что указывает на ослабление связи между значениями высоты снежного покрова по мере удаления точек друг от друга.

Очевидно, что значительный разброс в распределении величин структурных функций внутри каждого отдельного профиля объясняется погрешностью отдельных измерений высот и малым числом точек измерений. В связи с этим для характеристики пространственной изменчивости высоты снежного покрова всего района были вычислены средние значения структурных функций по отдельным интервалам (см. табл. 13).

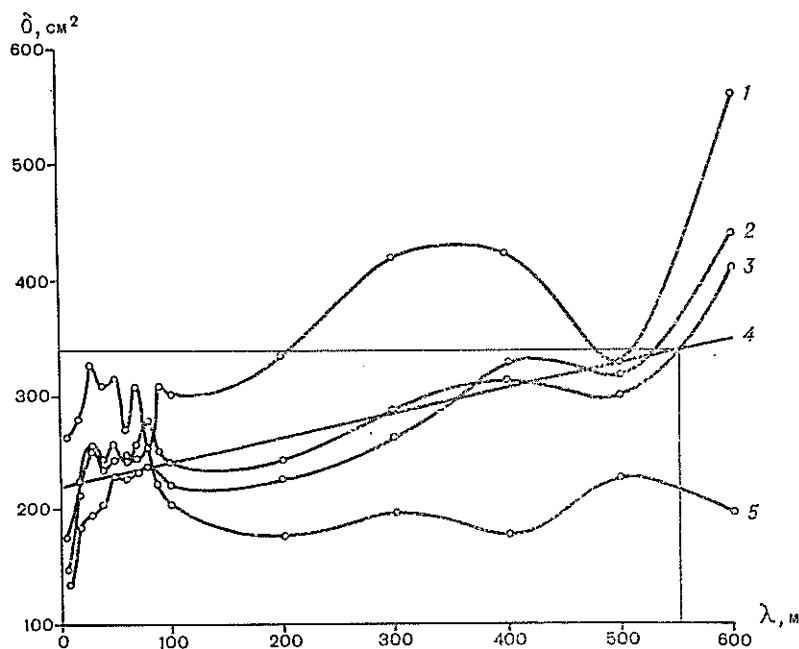


Рис. 8. Распределение пространственных структурных функций в зависимости от величины интервала между точками измерений:

1 — снеговой профиль; 2 — снеговой профиль; 3 — среднее для профилей 1, 2, 3; 4 — сглаженные значения; 5 — снеговой профиль 2.

Кривые распределения значений структурных функций для каждого профиля и в среднем для всего участка, характеризующие рост изменчивости высот снежного покрова в зависимости от расстояния между промерными точками, приведены на рис. 8.

В работе [81] показано, что с увеличением расстояния между промерными точками величина структурной функции постепенно должна увеличиваться, приближаясь к некоторому конечному пределу, и уже на каком-то удалении от начала координат мало

изменяться по величине. Поэтому практически она может считаться постоянной, или «насыщающей». Значительный разброс средних значений структурной функции на нашем графике даже при больших интервалах объясняется неравномерностью накопления снега в этом районе и сравнительно малым числом точек измерения.

Структурные функции, полученные на основании большого количества измерений, отражают общую закономерность изменчивости высоты снежного покрова в пространстве и служат материалом для определения оптимальной длины снегомерного профиля и количества точек измерения на нем для получения средней высоты снежного покрова (накопления) с заранее заданной погрешностью.

Для вычисления погрешностей распределения средних величин структурных функций было проведено графическое сглаживание (см. рис. 8) и определено насыщающее значение, равное удвоенной дисперсии.

Дисперсия, или рассеяние, т. е. разность между средним квадратом высоты и квадратом средней высоты снежного покрова равна:

$$\sigma^2 = \overline{h^2} - (\overline{h})^2, \quad (2)$$

где σ^2 — дисперсия;

$\overline{h^2}$ — средний квадрат высоты снежного покрова;

$\overline{h}$ — средняя высота снежного покрова.

Результаты вычисления величин дисперсий для каждого профиля и средней для всего участка снегосъемки приведены в табл. 13.

Как и величины структурных функций, величины дисперсии отдельных профилей заметно отличаются друг от друга и достигают больших значений на профилях с большей средней высотой. Средняя дисперсия для всего рассматриваемого района 170,04, «насыщающее» значение структурной функции 340,08 и критический интервал, на котором достигается насыщение, оказался равным 550 м (см. рис. 8).

При расстояниях между точками, равных или больших 550 м, значения высоты снежного покрова на соседних точках оказываются независимыми друг от друга и погрешность измерения может быть вычислена по формулам, применимым к рядам статистически независимых измеряемых величин [81].

Для интервалов, которые меньше этой величины, вычисление погрешности производилось по формуле с использованием полученных значений структурных функций:

$$\overline{\delta^2}(l, n) = \frac{b(\infty)}{2} - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b(i\Delta l), \quad (3)$$

где $\overline{\delta^2}(l, n)$ — общая погрешность, зависящая от длины маршрута l и числа промерных точек на нем n ;

$b(\infty)$ — значение структурной функции;

i — порядковый номер;

Δl — расстояние между промерными точками;

$b(i\Delta l)$ — значение структурной функции для интервала Δl .

Результаты вычислений представлены на рис. 9, а, б. Каждой паре значений l и n соответствует определенная точка на графике, показывающая величину погрешности измерения при данных длине и интервале.

Графики показывают, что для обеспечения заданной точности определения средней высоты снежного покрова при определенном количестве точек измерения длина маршрута не должна быть меньше некоторого минимального значения. При заданной длине маршрута количество измерений также не должно быть меньше некоторого минимального значения.

Кривые на рис. 9, а, б дают возможность подобрать подходящее сочетание длины маршрута и числа промерных точек, обеспечивающих нужную точность при наименьшей трудоемкости снего-съемки.

На основании произведенных оценок можно сделать следующие выводы:

1. Площадная изменчивость высоты снежного покрова (накопления) в исследуемом районе значительна (значения структурной функции в среднем для всего участка меняются от 176,45 до 409,47 при насыщающем значении, равном 340,08). Можно предполагать, что в большинстве прибрежных районов ледникового склона Антарктиды она имеет такой же порядок.

2. Принятую в настоящее время на некоторых советских и иностранных станциях методику измерения величин накопления снега (тросовые профили, снегомерные площадки) с расстоянием между промерными точками 1—15 м и длиной промерной линии 40—100 м следует признать неудовлетворительной. Сравнительно большое количество точек на малой длине маршрута не позволяет достичь необходимой точности наблюдений.

3. Очевидно, единственно правильный путь повышения точности средних данных о накоплении снега — увеличить протяженность снегомерного профиля при минимально необходимом количестве точек измерения. Для определения оптимальной длины профиля и количества промерных точек следует использовать метод структурных функций.

4. Полученные нами характеристики изменчивости высоты снежного покрова для района станции Молодежная можно распространять на другие территории ледникового склона Антарктиды только с большой осторожностью.

Конкретные рекомендации для каждого физико-географического района могут быть даны после получения подобного материала по статистической структуре величин накопления снега.

С целью выяснения характера изменчивости накопления снега во внутриконтинентальных районах материка, определения средней величины накопления и установления оптимальных объемов снегомерных работ в летний период 1969/70 г. сотрудниками 15-й Советской антарктической экспедиции были созданы 5 снегомерных полигонов на профиле Мирный—Восток: в районах 195-го км от станции Мирный, станций Пионерская, Восток I, Комсомольская и

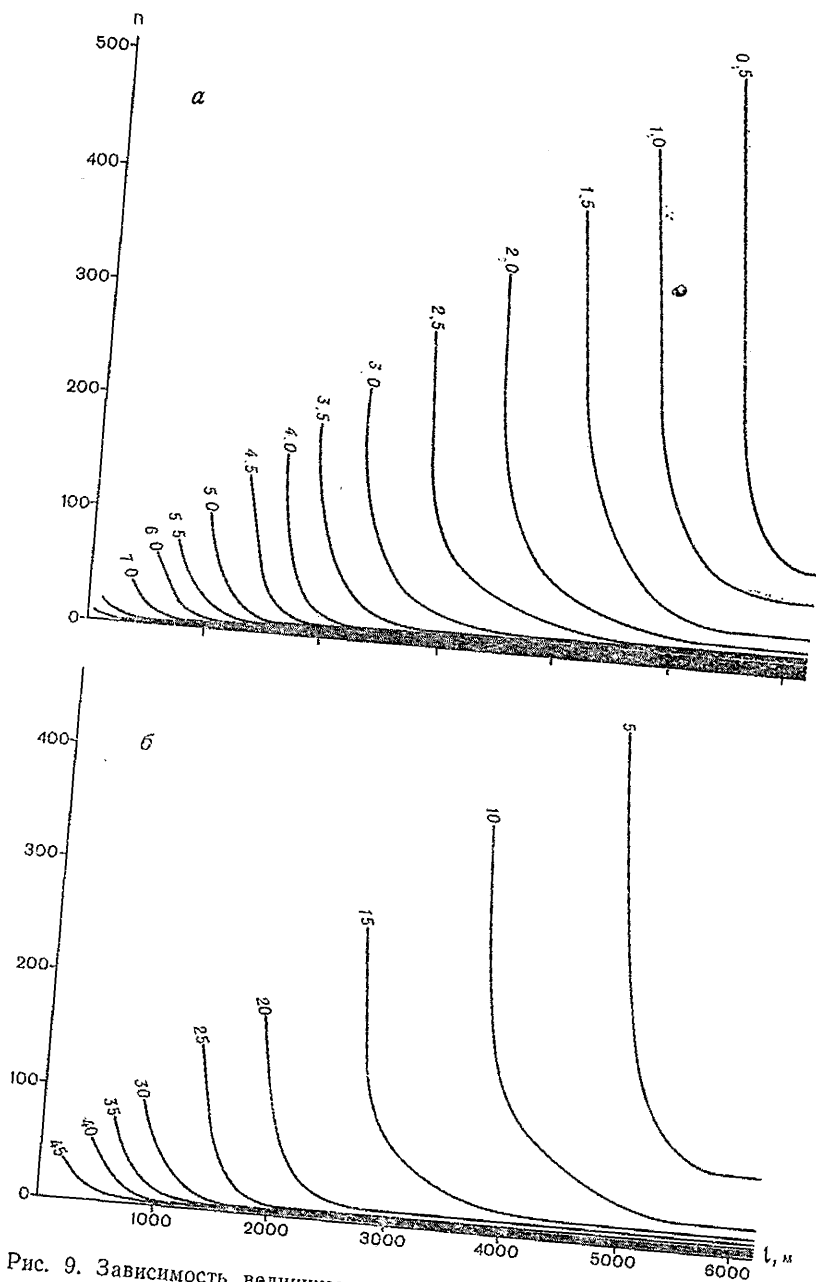


Рис. 9. Зависимость величины квадратической погрешности от длины маршрута l и числа точек измерения на нем n .
 а — абсолютные значения, см; б — относительные величины, %.

Восток. Каждый из полигонов представляет собой два взаимно перпендикулярных вековых профиля длиной по 1000 м. Площадь, охватываемая измерениями, составляет, таким образом, 1 км².

На полигоне станции Восток установлено 80 вех, т. е. расстояние между соседними вехами составляет 25 м, на всех остальных полигонах установлено по 40 вех с расстоянием в 50 м между соседними вехами.

В дальнейшем количество вех на полигонах будет постепенно увеличиваться для того, чтобы получить материал, достаточный для полноценной статистической обработки. Однако уже предварительный анализ результатов первой серии наблюдений, выполненных через год после установки полигонов, позволяет сделать некоторые выводы. Как показано в табл. 14, величина среднего квадратического отклонения (σ) и абсолютная ошибка среднеарифметического (δ) уменьшаются по мере движения от краевой части ледникового покрова к его центру, что связано с уменьшением абсолютных величин накопления. Изменчивость величин накопления снега на всех полигонах, характеризуемая коэффициентом вариации (C_h), весьма значительна. Максимум (80%) она достигает на станции Восток.

Таблица 14

Оценка результатов определения величины годового накопления снега на снегомерных полигонах профиля Мирный — Восток

Характеристика	Восток	Комсомо- льская	Восток I	Пионерская	Район 195-го километра	Полюс Недо- ступности
Площадь участка наблюдений (S), км ²	1	1	1	1	1	~0,06
Количество вех (n)	80	40	40	40	40	20
Среднеквадрати- ческое отклоне- ние (σ), см . . .	6,5	7,1	13,0	18,0	18,0	6,5
Ошибка средне- арифметическо- го (δ), см . . .	0,7	1,1	2,0	2,8	2,8	1,6
Коэффициент ва- риации резуль- тата (C_h), %	9	5	9	8	4	16
Коэффициент ва- риации отдель- ного измерения (C_h), %	80	30	60	53	28	64
Среднее накопле- ние, см H_{cp} . .	8,1	23,8	21,8	33,9	64,8	10,2
Период наблюде- ний	I. 1970— I. 1971	I. 1970— I. 1971	I. 1970— I. 1971	I. 1970— I. 1971	I. 1970— I. 1971	I—XII. 1965

Снегомерные полигоны на станциях Восток I и Пионерская не дают пока возможности определить среднюю мощность накопив-

шегоса за год снега с большой точностью и, следовательно, в этих пунктах необходима установка дополнительных вех.

Точность определения средней величины снегонакопления на станции Восток также незначительна, хотя количество точек измерения в этом случае вдвое больше, чем в остальных. Причина этого заключается, как показывает анализ табл. 14, в большой относительной изменчивости величин накопления в отдельных точках. Однако все-таки эта точность примерно в 2 раза выше, чем точность определения средней величины накопления снега в районе станции Полюс Недоступности, аналогичном району станции Восток. На Полюсе Недоступности наблюдения проводились в 1965 г. на площади в 16 раз меньшей, чем на станции Восток, с помощью 20 вех, установленных двумя взаимно перпендикулярными профилями [156].

Таким образом, анализ табл. 14 показывает, что при некотором увеличении количества вех на полигонах средняя величина накопления снега в исследуемых районах может быть получена с достаточной точностью.

Б. Стратиграфические наблюдения. Методика стратиграфических исследований как способа определения величины годового накопления включает в себя два вида работ: первый, наиболее распространенный и простой, заключается в непосредственном выделении годовых слоев на основании полевых наблюдений в шурфах или по керну скважин. Второй, получивший развитие только в последнее время, включает в себя трудоемкие лабораторные исследования геохимических свойств образцов снега и фирна, отобранных из шурфов и керна.

Полевые стратиграфические исследования снежно-фирновой толщи в Антарктиде с целью выделения годовых слоев впервые были успешно применены В. Шюттом во время работ на шельфовом леднике Модхейм [230] в 1949—1952 гг. В дальнейшем, в период интенсивных исследований МГГ и последующих лет, методика выделения годовых слоев в разрезах снежно-фирновой толщи была детально разработана советскими и иностранными гляциологами [1, 3, 15, 16, 18, 57, 58, 65, 67, 68, 76, 126, 138, 167, 173, 180, 182, 183, 185, 195, 236, 239, 241].

В этих работах было установлено, что сезонные различия приземных метеорологических условий (главным образом температуры воздуха и интенсивности солнечной радиации) обуславливают текстурные особенности и физико-механические свойства слоев снега и фирна, отложенных и подвергшихся метаморфизму в разные сезоны года.

Особенно четко эти различия проявляются в тех районах антарктического ледникового покрова, где соблюдаются следующие условия:

- 1) накопление снега достаточно велико, чтобы существующие методы исследований позволили различать отдельные слои;
- 2) накопление снега происходит более или менее равномерно

по сезонам, т. е. имеется материал для образования и летних, и зимних слоев;

3) температура приземных слоев воздуха и интенсивность солнечной радиации в летний период достаточны для таяния поверхностного слоя. Однако таяние при этом не должно быть настолько значительным, чтобы захватывать всю толщу накопившегося за год снега.

Этим условиям удовлетворяет в первую очередь большая часть шельфовых ледников, относящихся к холодной фирновой (инфильтрационно-конжеляционной) и снежно-фирновой зонам льдообразования. Накопление снега на поверхности этих ледников довольно значительно и происходит оно равномерно в течение года, а погодные условия летнего сезона таковы, что таяние, хотя бы самое незначительное, затрагивающее только поверхность снега, происходит почти повсеместно. Только на наиболее северных шельфовых ледниках (или на северных оконечностях отдельных ледников) таяние, и то лишь в отдельные годы, может захватывать весь слой годового накопления, что сглаживает различия между слоями и затрудняет выделение годовых свит.

В результате снежно-фирновая толща шельфовых ледников представляет собой, как правило, закономерное чередование «летних» и «зимних» слоев. Процессы перекристаллизации обуславливают меньшую прочность летних слоев, уменьшение их первоначальной плотности, укрупнение размеров зерен. Летнее таяние фиксируется прослоями крупнозернистого фирна толщиной от 2 мм до 50 см, иногда с ледяными включениями. К концу периода таяния в верхней части летнего слоя может сформироваться флишевый горизонт, т. е. чередование фирна и горизонтальных ледяных прослоек [14, 76].

Характерной особенностью зимних слоев, сложенных более плотным и мелкозернистым фирном и снегом, являются ледяные включения: желваки, линзы, пропластки и т. д., образовавшиеся за счет инфильтрации и замерзания талых вод при интенсивном летнем таянии.

Границей годового накопления является слой, соответствующий времени окончания таяния и начала нового, уже «сухого» накопления, т. е. примерно февралю. На стратиграфических колонках раздел соседних лет проводится по верхней границе «летнего» слоя, т. е. по верхней ледяной корке или верхнему краю крупнозернистого фирна. Типичными примерами такого разделения на годовые свиты являются стратиграфические колонки, составленные по шурфам на шельфовых ледниках Модхейм [230], Лазарев [13, 76], Росса [14, 180], Западном шельфовом леднике [14], ледяном острове Победа [14] (рис. 10).

Подобные условия стратификации снежно-фирновой толщи наблюдаются на территории материкового ледникового покрова только в узкой прибрежной полосе, относящейся по способу льдообразования к холодной фирновой и снежно-фирновой зонам. Как показано в работах В. М. Котлякова, М. В. Гиовинетто и ряда

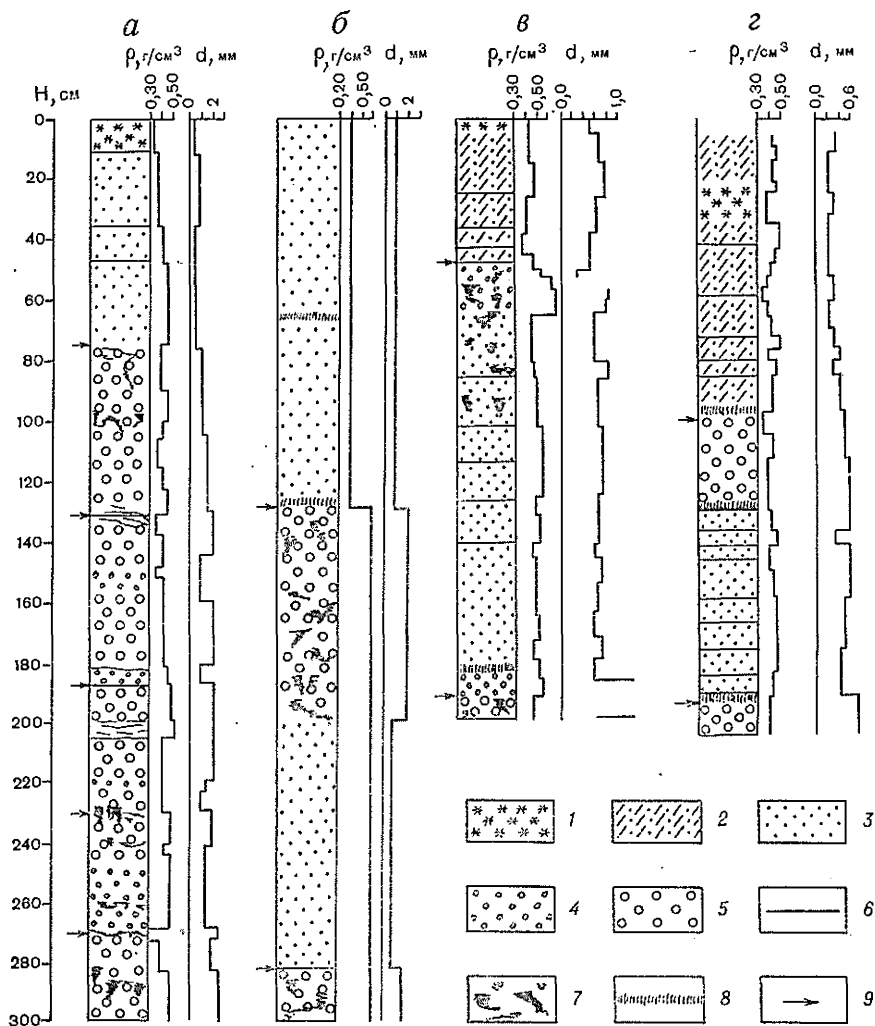


Рис. 10. Разрез снежно-фирновой толщи:

a — шельфового ледника Лазарев; *б* — Западного шельфового ледника; *в* — на профиле Мирный — 50 км (9-й км); *2* — на профиле Мирный — 50 км (29-й км).

1 — свежесыпавший снег; 2 — снег ветровой (метелевый); 3 — снег мелкозернистый ($< 0,5$ мм); 4 — фирн мелкозернистый ($< 1,2$ мм); 5 — фирн крупнозернистый ($> 1,2$ мм); 6 — фирново-ледяная корка; 7 — ледяные включения; 8 — горизонт разрыхления; 9 — граница свит годового накопления; ρ — плотность, г/см³; d — размер зерна, мм.

других исследователей [68, 166, 239], таяние поверхности снежного покрова, вызывающее заметную инфильтрацию воды, наблюдается только до 50-го километра от берега и на высотах до 900 м. Методика выделения годовых слоев для этих районов была разработана В. М. Котляковым на основании анализа профиля развития снежной толщи во времени и детальных стратиграфических исследований шурфов в прибрежной зоне [68]. Было установлено, что летние слои здесь представляют собой либо хорошо выраженные линзы льда, либо чередование тонких прослоек льда и крупно- и среднезернистого фирна. К летним слоям относятся также горизонты разрыхления, местами переходящие в снег-плывун.

Зимние слои представлены в холодной фирновой зоне среднезернистым и мелкозернистым фирном и снегом, иногда имеются небольшие ледяные включения. В снежно-фирновой зоне в верхних горизонтах снежные слои представлены слабо метаморфизованным снегом, а в нижних — мелкозернистым фирном.

Границы годовых свит проводятся в этих районах так же, как и на шельфовых ледниках, по верхнему краю летнего слоя, т. е. по верхней части ледяных прослоек, что соответствует примерно концу февраля [68]. Кроме текстурных признаков, при выделении годовых свит учитываются значения плотности, твердости и размера зерен снега или фирна, слагающего отдельные слои. В общем летние слои более разрыхлены, размер зерен здесь крупнее, а значения плотности меньше, чем в зимних слоях. Привлечение для стратиграфического анализа таких характеристик, как пористость, коэффициенты воздухопроницаемости и капиллярного поднятия едва ли можно считать целесообразным, поскольку эти показатели являются производными от плотности и размера зерен и изменение их практически происходит синхронно.

Большая часть антарктического ледникового покрова (не менее 85% площади) по способу льдообразования относится к снежной зоне, где преобразование снега в фирн, а затем в лед происходит путем рекристаллизации, без участия таяния и инфильтрации.

Стратификация снежно-фирновой толщи в этой зоне очень однородна, текстурные особенности развиты слабо, что осложняет выделение годовых свит в разрезах. Поскольку аккумуляция снега в этой области является определяющей для антарктического ледникового покрова, рассмотрим вопрос о методике определения величины годового накопления в условиях внутриконтинентальных районов более подробно.

Для этой цели используем результаты исследования стратиграфических особенностей верхних горизонтов снежно-фирновой толщи на меридиональном профиле станция Молодежная—Полюс Недоступности, проведенного нами в 1967 г. во время внутриконтинентального похода 12-й Советской антарктической экспедиции [95].

Наблюдения были выполнены в 7 шурфах средней глубиной 250 см и 22 скважинах средней глубиной около 210 см. В шурфах

проводилось послойное описание, определялись плотность, твердость, размер зерна и мощность каждого хорошо выраженного слоя. Опыт работы показал: описание верхней части разреза в шурфах (до глубины примерно 1,0—1,5 м) получается детальнее, чем описание нижней его части, что объясняется как ослаблением различий в стратиграфических особенностях по мере увеличения глубины, так и более удобными условиями работы в верхней части шурфа.

Обработка керна из скважин, пробуренных вручную, включала в себя только описание текстурных особенностей и измерение мощности каждого четко выраженного слоя. При вычислении величин годового накопления по разрезу скважины за плотность слоя принималось значение плотности одновременного слоя ближайшего шурфа. ;

Стратиграфические колонки, показывающие строение поверхностных горизонтов снежно-фирновой толщи в исследуемом районе, приведены на рис. 11.

Большинство шурфов и скважин вскрывает в верхней части чередование горизонтальных слоев снега различной плотности и размера зерна и фирново-ледяных корок, которые нередко сопровождаются горизонтами разрыхления.

Снежные слои составлены зернами, имеющими в поперечнике от 0,5 до 2,5 мм, причем с глубиной средний размер зерна возрастает. Изменения размеров зерен по мере продвижения на юг не отмечено. Мощность слоев неодинакова в каждом отдельном шурфе и постепенно уменьшается при движении с севера на юг.

Анализ стратиграфических колонок показывает довольно существенные различия в стратиграфии разрезов северной и южной частей исследуемого профиля. Для более северных районов ледникового покрова, где накопление снега более значительно и более равномерно распределено по сезонам, характерно довольно четкое чередование рыхлых крупнозернистых и плотных мелкозернистых слоев в разрезе, разделенных тонкими фирново-ледяными прослойками. Такая стратификация верхних горизонтов снежно-фирновой толщи типична в общем для всех районов Восточной Антарктиды, относящихся к зоне ледникового склона и ограниченных с юга примерно горизонтальную 3000 м [55, 57, 58, 68, 71, 241], и для большей части территории ледникового покрова Западной Антарктиды [166, 176, 182, 185, 192, 236, 239]. В этой области выделение годовых свит, согласно принятой в настоящее время большинством исследователей методике, основывается на результатах изучения процесса метаморфизма выпадающих осадков и наблюдениях за сезонным ходом накопления снега. Как показывают эти исследования, накопление снега в этих районах происходит довольно равномерно в течение года, что приводит к образованию как «летних», так и «зимних» слоев. В результате метаморфизма, происходящего в различных по метеорологическим характеристикам условиях, летние слои имеют более крупное зерно, более рыхлую текстуру и меньшую плотность, чем зимние. Кроме

того, летние слои содержат в себе радиационные фирново-ледяные корки, а зимние слои — менее мощные ветровые корки.

Годовая граница проводится по верхней кромке летнего слоя, т. е. обычно по самой верхней (если их несколько) фирново-ледяной радиационной корке, что соответствует примерно февралю.

В южной половине профиля (см. рис. 11), т. е. в центральных, находящихся на высоте более 3000 м над уровнем моря, районах ледникового покрова закономерного чередования рыхлых и уплотненных слоев не наблюдается.

Верхние горизонты снежно-фирновой толщи здесь сложены незначительными слоями снега, довольно четко отличающимися друг от друга по размерам зерна и плотности, и разделенными в большинстве случаев тонкими фирново-ледяными корками и горизонтами разрыхления. Характерной особенностью разрезов является заметное увеличение размеров зерна с глубиной и ослабление текстурных различий. Такое строение типично для всей территории Центральной Антарктиды и прилегающих районов Западной Антарктиды [1, 3, 7, 53, 54, 65, 68, 71, 73, 110, 156, 168, 173, 174 и др.].

Фирново-ледяные корки представляют собой плоские матовые образования толщиной до 1—3 мм, причем толщина их, так же как и мощность слоев снега, заключенного между ними, уменьшается с увеличением широты места. Характерно, что верхняя поверхность их более гладкая, чем нижняя, соприкасающаяся часто с горизонтом разрыхления.

Как известно, корка образуется на поверхности снежного покрова вследствие длительного воздействия солнечной радиации, для чего необходим перерыв в осадконакоплении. Как показывают результаты снегомерных наблюдений на станции Восток [8], перерыв в ходе накопления снега в летний период является вероятной ситуацией во внутриконтинентальных районах.

На рис. 12 приводятся диаграммы, отражающие годовой ход накопления снега на станции Восток за 1958—1961, 1963—1969 гг. Измерения велись на двух взаимно перпендикулярных тросовых профилях общей длиной 40 м, имеющих 40 точек измерений.

Как видно из рисунка, в большинстве случаев накопления снега за летний период (декабрь—февраль) не происходит, а наоборот, часто наблюдается понижение снежной поверхности. Поскольку значительного увеличения плотности поверхностных горизонтов летом не отмечалось, нельзя предположить, что понижение происходит только за счет оседания. Отсутствие летнего накопления или очень незначительную величину его отмечали и в районах Земли Мэри Бэрд, Южного полюса [163, 173, 182, 236].

Слой снега зимнего накопления весной, летом и осенью остается наверху и на его поверхности развивается фирново-ледяная корка, а под ней — горизонт разрыхления (толщиной 1—2 см). В то же время маловероятно, чтобы за столь короткий летний период могла образоваться лишь одна фирново-ледяная корка.

Горизонты разрыхления (или горизонты глубинной изморози) образуются в результате интенсификации переноса влаги в верхней части снежного покрова под воздействием температурных гра-

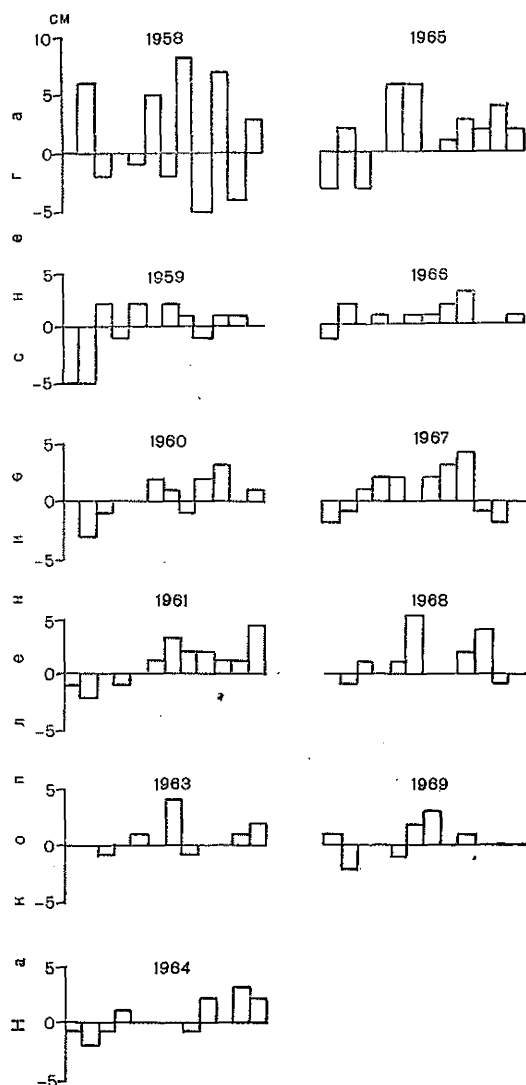


Рис. 12. Годовой ход накопления снега на станции Восток за 1958—1961 и 1963—1969 гг.

диентов. Наиболее благоприятные условия для развития этих процессов создаются в переходные периоды.

Судя по наблюдениям А. Гоу [173], проводившимся на станции Амундсен-Скотт в 1958—1961 гг., в течение одного года образуется

только один горизонт разрыхления, и наиболее вероятным периодом его образования следует считать осень.

Горизонты разрыхления, которые в большинстве случаев залегают под фирново-ледяными корками и только в исключительных случаях над ними, имеют в среднем толщину 1—2 см и составлены очень плохо скрепленными между собой крупными зернами и кристаллами глубинной изморози.

Утолщенный по сравнению с нормальным слой разрыхления означает, что в этом месте накопления не происходило в течение нескольких лет. Подтверждением этому служат одновременные снегомерные и стратиграфические наблюдения А. Гоу на станции Амундсен-Скотт, показавшие, что аномально большой слой глубинной изморози (4—5 см) образовался при отсутствии аккумуляции в течение целого года. Мощные (до 4—5 см) слои разрыхления наблюдались нами в разрезах скважин [14, 17] и шурфа 6, что свидетельствует о долгих перерывах в ходе накопления снега в этих районах.

Если наблюдается несколько слоев глубинной изморози, отделенных друг от друга только фирново-ледяными корками, следует предполагать очень малую величину годового накопления в течение ряда лет. В этом случае весь слой годовой аккумуляции осенью после образования фирново-ледяной корки преобразуется в горизонт разрыхления. Такую картину можно наблюдать на уровне 76—88 см в шурфе 3, где аномально высокое накопление в один из предыдущих годов привело, вероятно, к образованию положительной формы микрорельефа и к малому накоплению в последующие годы.

Корки и горизонты разрыхления являются единственными разделяющими поверхностями верхнего слоя снежно-фирновой толщи на большей части территории ледникового покрова. Различия в плотности, твердости, размерах зерна и текстуры самих снежных слоев не являются, во-первых, достаточно значительными, и, во-вторых, не повторяются регулярно, чтобы можно было основывать на них выделение годовых свит.

К тому же выводу пришел ранее А. Гоу [173], приняв за границы годовых слоев в районе Южного полюса ледяные корки и горизонты глубинной изморози. В. Г. Аверьянов, вторично анализируя материалы стратиграфических наблюдений на станции Восток, выполненные в 1957 и 1958 гг. [1, 53], и сравнивая их со снегомерными наблюдениями, пришел также к выводу, что каждый выделяющийся в разрезе слой следует рассматривать как слой снега, накопившегося в течение одного года [7].

Таким образом, можно с уверенностью считать, что для внутренних районов Восточной Антарктиды (районов станций Восток, Полюс Недоступности, Советская, Плато) слой снега, заключенный между двумя корками, является годовой свитой. На основании вышеприведенных признаков и закономерностей сезонного хода накопления снега в исследуемом районе было проведено выделение

годовых слоев (свит) в шурфах и скважинах, пройденных на профиле Молодежная — Полюс Недоступности [95].

Минимальная скорость питания ледникового покрова отмечается в районе станции Полюс Недоступности, где ее среднее значение за один год (1964/1965) составило всего $2,3 \text{ г/см}^2$, а за 5 лет (1962—1966) — $3,8 \text{ г/см}^2$. Эти цифры хорошо согласуются с результатами снегомерных наблюдений и геохимических исследований, проведенных в этом же районе и в районе станции Плато антарктической экспедицией США [156]. Такими же принципами выделения годовых слоев руководствовались гляциологи американской антарктической экспедиции при обработке результатов стратиграфических исследований в шурфах центральной части Земли Королевы Мод [168, 227, 228].

Естественно, что описанные выше принципы выделения годовых свит (или слоев) накопления снега в разрезах снежно-фирновой толщи ледникового покрова являются всего лишь общей приближительной схемой. В подавляющем большинстве случаев она осложняется целым рядом особенностей стратиграфии, связанных с местными условиями накопления снега и его метаморфизма. При этом квалификация наблюдателя, его опыт и умение находить отличия одного слоя от другого имеют решающее значение для получения удовлетворительных результатов.

Второй вид работ стратиграфического метода определения скорости наблюдения снега в Антарктиде — геохимические исследования образцов снега, фирна, льда — имеет сравнительно короткую историю. В середине 50-х годов впервые была сделана попытка определить скорость аккумуляции по степени концентрации трития в верхних горизонтах ледникового покрова [196]. В настоящее время эти исследования получают все большее развитие, становясь во многих случаях единственным надежным источником информации о ходе аккумуляции снега за многолетние периоды в прошлом. Достаточно сказать, что только с их помощью возможно выделение годовых слоев по керну, получаемому из глубоких скважин с горизонтам, где видимые текстурные особенности исчезают.

Наиболее распространенными среди геохимических исследований являются изотопные методы, основанные на использовании свойств стабильных изотопов (кислорода и водорода) и радиоактивных изотопов (естественного радиоизотопа Pb^{210} и искусственных радиоизотопов — продуктов деления).

Методы, связанные с определением вариаций изотопного состава кислорода и водорода, основываются на зависимости отношения $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ и D/H в образцах от температуры, при которой образуются атмосферные осадки, составляющие эти образцы. Установлено, что снег, выпадающий в холодный (зимний) период, обеднен тяжелыми изотопами кислорода (O^{18}) и водорода (D) по сравнению со снегом, образующимся в более теплый (летний) период [128, 129, 150, 151, 152, 159, 160, 194, 196, 217, 218]. Поэтому, определяя последовательно по вертикальному разрезу шурфа или скважины изотопный состав, можно четко выделить летние и зимние

слои снега, поскольку сезонная периодичность накопления должна выражаться в колебаниях изотопного соотношения, причем каждый период этих колебаний соответствует одному годовому интервалу [27, 62, 170 и др.].

Методики определения изотопного состава описаны во многих работах [27, 145, 151, 159, 164, 237 и др.]. Все они довольно сложны, требуют применения сложной и дорогостоящей аппаратуры, затрат большого количества времени, что затрудняет их применение при гляциологических исследованиях.

Так, например, при определении с помощью изотопного метода (по кислороду) скорости накопления в районе станции Мирный [27] пробы воды, после плавления снега и фильтрации, упаковывались в специальную полиэтиленовую посуду и отправлялись в Ленинград. Для определения соотношения O^{18}/O^{16} использовался в данном случае метод, основанный на достижении равновесия при обмене кислорода воды с кислородом углекислоты. Перед уравниванием вода перегонялась в вакууме для очистки. Изотопный обмен велся при температуре $25^{\circ}C$ в течение недели. Затем углекислота отделялась от воды в вакуумной установке и собиралась в ампулу путем вымораживания жидким азотом. Ампула раздавливалась в напускной системе масс-спектрометра, и углекислота вводилась в масс-спектрометр для измерения.

Соотношение O^{18}/O^{16} определяется в пробе относительно воды, принимаемой за стандарт (обычно относительно среднеокеанической воды, так называемый стандарт SMOW) при использовании уравнения

$$\delta_{O^{18/16}} = \frac{R_{обп} - R_{ст}}{R} \cdot 1000, \quad (4)$$

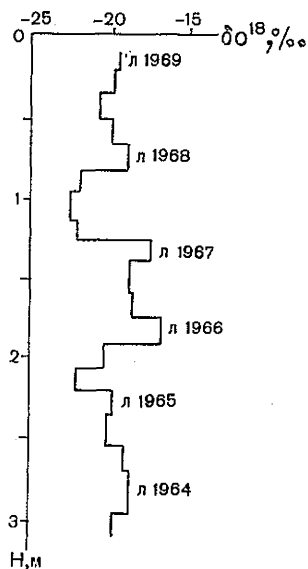
где $R = O^{18}/O^{16}$.

При определении скорости накопления с помощью стабильных изотопов образцы снега, фирна или льда отбираются из разреза, как было указано, непрерывно. При этом, чем больше проб будет приходиться на один годовой слой накопления, тем с большей точностью удастся выделить сезонные слои в разрезе и определить так называемые «слои изотопного лета» и «изотопной зимы». Понятно поэтому, что при минимальном количестве воды, необходимой для проведения анализа, наилучших результатов метод стабильных изотопов достигает в районах с большими скоростями накопления — шельфовых ледниках и в прибрежных районах материкового ледникового покрова.

На рис. 13 представлены вариации изотопного состава кислорода в вертикальном разрезе снежно-фирновой толщи в районе станции Мирный [27]. Этот график позволяет довольно четко определить мощность и положение годовых слоев. За начало года принята середина «изотопного лета». Всего в разрезе выделено 5 годовых слоев (1964—1968 гг.) со средней годовой скоростью накопления $30 \pm 2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Несколько ранее метод стабильных изотопов был применен при определении величин накопления снега на шельфовом леднике в районе станции Король Бодуэн [155, 169, 237], шельфовом леднике Росса [162, 167], районе станций Уилкс [162, 167, 235], Амундсен-Скотт [163, 217], Полюс Недоступности [156, 212], Эйтс [161], Бэрд [167, 235].

К сожалению, в некоторых случаях средняя величина скорости питания, определенная методом стабильных изотопов, оказалась явно завышенной, особенно для районов Центральной Антарктиды. Так, на станции Полюс Недоступности среднее за 20 лет примерно



в 3 раза превышает величину накопления, определенную снегомерными наблюдениями в 1965 г. [156]. В районе станции Амундсен-Скотт первые попытки применения этого метода также дали резко завышенные результаты, и только проведение в дальнейшем более тщательного анализа материалов позволило получить надежные данные [163]. Сомнительными оказались также результаты определения вариации дейтерия в верхних горизонтах снежно-фирновой толщи на профиле Мирный—Восток [153]. Неудачной оказалась попытка определить величину накопления с помощью изотопов водорода на станциях Комсомольская, Пионерская и Восток

Рис. 13. Изотопный состав кислорода в снежном покрове в районе Мирного (л — изотопное лето).

[153]. Причиной этого является недостаточная мощность годового слоя накопления, в результате чего возникают трудности при отборе необходимого количества образцов для проведения анализа. Если их толщина значительна по отношению к толщине годового слоя, то могут возникать ошибки в определении изотопного состава из-за смешивания разновременных слоев.

Кроме того, ошибки могут возникать и из-за отсутствия в разрезе слоев летнего накопления, что довольно часто наблюдается в центральных районах материка. В этом случае сезонные вариации изотопного состава не проявляются, и выделение годовых слоев затруднено. Примером могут служить вариации изотопного состава в верхнем двухметровом слое снежно-фирновой толщи в районе станции Полюс Недоступности [156], где хорошо выражены только отдельные «летние» изотопные пики. Сравнение изотопного распределения со стратиграфическими особенностями показало, что в большинстве случаев изотопные пики соответствуют положению горизонтов глубинной изморози (так же как и в раз-

резе на Южном полюсе [163]), однако не все эти горизонты проявляются на изотопной кривой. Это связано, вероятно, с трудностью отбора образцов из маломощных слоев.

Общим фактором ошибок определения вариаций изотопного состава во всех районах ледникового покрова является метелевый перенос, приводящий к перемешиванию разновременного по образованию снега. Кроме того, в прибрежных областях материка и на шельфовых ледниках, где наблюдается значительное таяние, перемешивание слоев может происходить также за счет инфильтрации талых вод.

Таким образом, использование метода стабильных изотопов для определения величин скорости питания ледникового покрова в значительной степени ограничено. Исследование вариаций изотопов O^{18}/O^{16} и D/H в основном может служить только дополнительным признаком в общем комплексе стратиграфического метода. Только в отдельных районах (главным образом на шельфовых ледниках) при соблюдении ряда условий (наличие мощного слоя накопления за год, слабая инфильтрация воды, равномерное накопление в течение года и т. д.) он может являться действительно объективным способом определения скорости накопления.

Метод измерения среднегодовой величины накопления, основанный на использовании нестабильных изотопов — T , Pb^{210} , C^{14} и искусственных радиоизотопов позволяет либо определить абсолютный возраст необходимого горизонта, либо выделить в разрезе какой-нибудь определенный слой с заранее известным возрастом.

Сущность определения абсолютного возраста заключается в том, что поступающие из атмосферы в ледниковый покров T , Pb^{210} и C^{14} сохраняются в нем (C^{14} в пузырьках включенного в лед воздуха) и уменьшение их концентрации на глубине по сравнению с поверхностью связано только со временем, прошедшим с момента их выпадения [26, 147, 205].

Использование трития в гляциологических целях не получило распространения, поскольку его концентрация в атмосфере резко повысилась после начала испытаний ядерного оружия [196].

Изучение распределения концентрации трития по вертикали в поверхностных слоях снежно-фирновой толщи на побережье Земли Адели показало, что для верхней части разрезов (до 1955 г.) тритий может служить только в качестве индикатора уровня радиоактивности. Возраст слоев, образовавшихся ранее 1955 г., может быть определен по природному содержанию трития [153].

Что касается C^{14} , то использование этого изотопа ограничено необходимостью растапливания нескольких тонн льда для получения необходимого количества CO_2 , содержащегося во льду [196, 208, 223].

Наиболее распространено в настоящее время применение способа, основанного на определении концентрации Pb^{210} , так как ядерные испытания не влияют на его осаждение и для анализа требуется сравнительно небольшая проба — не более 10 кг [26, 196].

Расчет скорости накопления снега по концентрации Pb^{210} требует довольно серьезных допущений. В первом, наиболее простом и чаще применяемом случае, принимается постоянство скорости снегонакопления во времени и постоянство первоначальной концентрации изотопа свинца в выпадающем снеге для данного района.

Таким образом,

$$t = \frac{H}{A}, \quad (5)$$

где t — возраст образца;

H — глубина залегания образца;

A — среднегодовая скорость накопления.

Возраст образца определяется из уравнения

$$P_H = P_0 \cdot e^{-\lambda t}, \quad (6)$$

где P_H — концентрация Pb^{210} на глубине H ;

P_0 — концентрация Pb^{210} на поверхности;

λ — постоянная радиоактивности распада Pb^{210} , равная $(0,032 \pm 0,001) \text{ год}^{-1}$ [27, 191].

Как показали исследования, проведенные в верхнем слое снежно-фирновой толщи в различных районах Антарктиды, концентрацию Pb^{210} вполне можно считать постоянной [26, 147, 205, 212, 215].

Второй способ определения средней скорости накопления, при котором концентрация и скорость накопления снега считаются переменными, более сложен, так как он требует знания полного содержания Pb^{210} до глубины отбора пробы и в колонке бесконечной длины [26].

Применение метода Pb^{210} для измерения скорости накопления ограничивается тем, что для получения надежных данных концентрация Pb^{210} должна быть прослежена до глубин, соответствующих по возрасту хотя бы нескольким периодам полураспада, что для краевой части материка составляет значительную величину.

Кроме того, методика самих лабораторных определений сложна и трудоемка [205, 215].

К настоящему времени с помощью определения концентрации Pb^{210} были получены многолетние средние величины накопления снега всего в нескольких точках антарктического ледникового покрова (табл. 15).

Наиболее перспективным и достоверным из геохимических способов определения величины накопления снега является метод, основанный на обнаружении в разрезе снежно-фирновой толщи слоя со скачкообразным увеличением радиоактивности. Появление такого слоя связано с поступлением на поверхность ледникового покрова продуктов деления, образовавшихся в результате испытаний ядерного оружия.

В 1962 г. Е. Пиччиотто и др. [213, 222] предложили использовать

в качестве маркирующего горизонта слой снега, в котором аккумуляровались продукты деления, образовавшиеся при серии взрывов в марте 1954 г. и поступившие в район антарктического ледникового покрова в начале 1955 г. (предположительно в феврале, с неопределенностью ± 2 месяца). Такой слой может

быть легко обнаружен по резкому увеличению концентрации как отдельных продуктов деления (например, Sr 90, Cs 137), так и суммарной β -радиоактивности по сравнению с уровнем радиоактивности вышележащих и особенно нижележащих горизонтов.

Методика отбора образцов из стенок шурфов или керна скважин описана в ряде работ [26, 153, 188, 213 и др.]. Поскольку для выделения маркирующего горизонта не требуется определения точных абсолютных значений уровня радиоактивности отдельных слоев, а необходимо иметь только относительный ход, т. е. вариации уровней, лабораторные исследования образцов могут быть значительно упрощены. В будущем, вероятно, выделение этого горизонта возможно будет производить и в полевых условиях, что позволит получить большой статистический материал по скорости питания ледникового покрова.

Но уже и в настоящее время этот метод нашел довольно широкое применение при гляциологических исследованиях во многих районах Антарктиды. С его помощью определялась величина накопления снега в среднем за достаточно большой период времени на побережье Земли Адели [153, 188], в районе станции Король Бодуэн [213, 249], на станции Скотт [249], в районе Южного полюса [215], Полюса Недоступности [156], на станциях Восток [153] и Плато [156], на профиле Мирный — Восток [153] и во внутриконтинентальных районах Земли Королевы Мод [212, 214].

Для большинства перечисленных районов, особенно для пунктов, расположенных в Центральной Антарктиде, были получены достаточно надежные средние многолетние величины накопления снега.

На рис. 14 представлено вертикальное распределение общей β -радиоактивности в верхних горизонтах снежно-фирновой толщи на профиле Мирный — Восток. Определения уровня радиоактивности были проведены на образцах, отобранных советско-французским гляциологическим отрядом в январе—марте 1964 г. [118, 153].

На рисунке хорошо видно, что горизонт с резким скачкообразным повышением радиоактивности легко опознается на всех графиках, что дает возможность определить величину накопления в среднем за 10 лет. Кроме того, на рис. 14 показано также вертикальное распределение радиоактивности для станции Восток,

Таблица 15
Средние многолетние величины накопления
снега, определенные по методу Рb ²¹⁰

Район наблюдений	Период наблюдений	A_0 , г·см ⁻² × ×год ⁻²
Южный полюс [147]	1850—1963	6,0
Восток [26]	1909—1969	3,4
Король Бодуэн [147]	1887—1960	45,5
Полюс Недоступности [156]	1886—1965	3,1

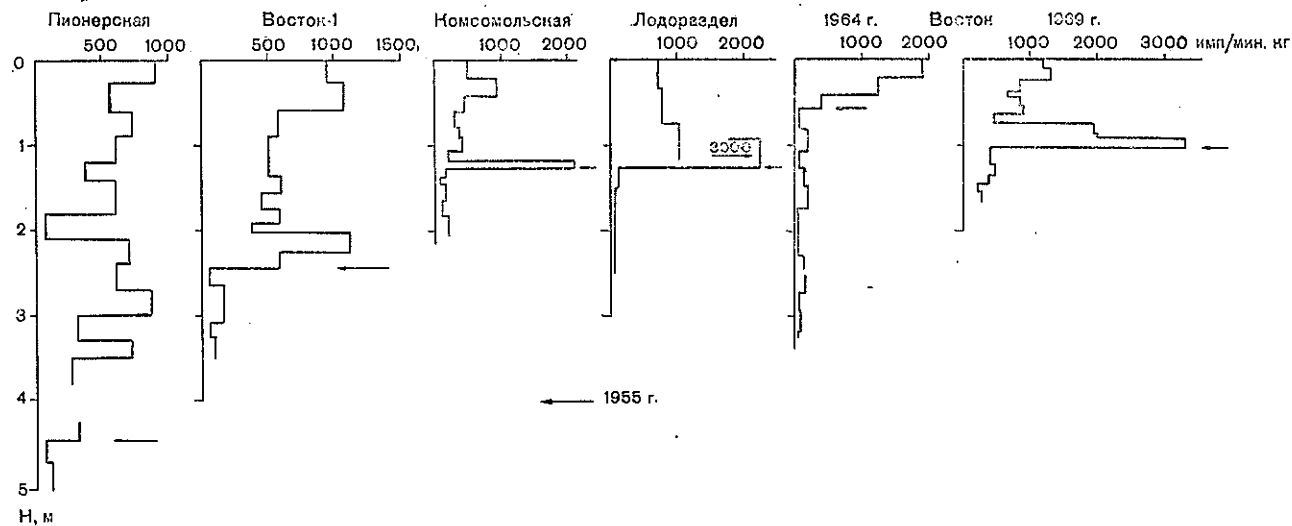


Рис. 14. Радиоактивность верхних горизонтов снежно-фирновой толщи на профиле Мирный — Восток (по наблюдениям за 1964 и 1969 гг.)

определенное по образцам, отобранном из шурфа в феврале 1969 г. [25]. Полученные величины достаточно хорошо согласуются между собой — $2,2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ за период 1955—1969 гг. и $2,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \times \times \text{год}^{-1}$ за период 1955—1964 гг.

На графике вертикального распределения радиоактивности, охватывающем период по 1969 г. (рис. 14), довольно отчетливо выделяется еще один горизонт с резким увеличением уровня радиоактивности, расположенный на уровне примерно 10,8—21,6 см. Второй максимум радиоактивности хорошо выражен также на профилях, полученных для центральной части Земли Королевы Мод [146]. Как полагают [25, 146], этот слой содержит продукты деления, поступившие на поверхность антарктического ледникового покрова после испытаний ядерного оружия в 1961—1962 гг. Скачок радиоактивности объясняется тем, что в предыдущий период (в 1958—1961 гг.) испытаний не проводилось.

Однако время образования этого горизонта пока не установлено достаточно надежно. Исследования радиоактивности воздуха в районе Южного полюса показали повышенную радиоактивность атмосферы в декабре 1964 г. — феврале 1965 г. [188].

Этим временем был датирован и второй скачок радиоактивности в разрезе снежно-фирновой толщи на побережье Земли Адели, где имелись одновременные наблюдения по снегомерной вехе рядом с шурфом [153, 188].

Таким образом, если первый маркирующий горизонт радиоактивности образовался на ледниковом покрове примерно через 11 месяцев после проведения испытаний, то для образования второго понадобилось около двух лет. Возможно, что именно неточностью датировки второго маркирующего горизонта объясняется сравнительно низкая величина накопления — $1,3 \text{ см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, полученная для станции Восток с его помощью [25].

Кроме описанных выше исследований текстурных, физико-механических и геохимических характеристик снежно-фирновой толщи, имеющих своей целью определение скорости питания ледникового покрова, в разное время делались попытки использовать для этого и некоторые другие особенности стратиграфии ледникового покрова.

Так, например, при анализе образцов из скважины в районе станции Бэрд было отмечено, что концентрация содержащихся в керне микрочастиц (вулканического или космического происхождения) тесно связана с сезонностью накопления снега. Эта связь была использована при выделении годовых слоев [201]. Зависимость интенсивности поступления микрочастиц на поверхность ледникового покрова от скорости накопления снега была установлена также для ряда других районов Западной и Восточной Антарктиды [24, 178, 229].

Имеются также основания считать, что химический состав слагающих ледниковый покров снега, фирна и льда тоже отражает сезонность накопления снега. Так, по исследованиям Г. Линклеттера [190], катионные отношения Mg/K и Mg/Na довольно четко

коррелируются с годовым ходом, причем зимние значения отношений выше летних. Таким образом, химический состав также может быть использован для выделения годовых слоев.

Погрешности в определении величины годового накопления с помощью полевых стратиграфических наблюдений вызываются несколькими факторами. Во-первых, в этом случае так же, как и при снегомерных наблюдениях, возникает систематическая ошибка, связанная с погрешностями в определении толщины слоя и плотности и оценивающаяся примерно в 5—10% [28, 131]. Во-вторых, значительные погрешности могут возникать из-за неправильного определения границ годового накопления или интервала времени, к которому относится данный слой. Определить величину ошибки, образующейся за счет этого, практически невозможно. Однако даже в самом первом приближении, при условии, что накопление происходит равномерно в течение всего года, а разделение слоев не вызывает сомнения, она должна составлять не менее 10% только за счет колебания времени окончания теплого сезона.

Таким образом, общая погрешность в определении величины годового накопления снега при полевых стратиграфических наблюдениях должна составлять не менее 15—20%, что значительно выше ошибки определения накопления при снегомерных наблюдениях.

Репрезентативность величин, полученных при стратиграфических наблюдениях, по отношению к исследуемому району, из-за малой площади шурфа и скважины, полностью аналогична репрезентативности снегомерных наблюдений по одной вехе [48].

Вероятность получения результата, надежно характеризующего среднюю величину накопления для всего района, мала в том случае, когда накопление определено по одному годовому слою. Однако с увеличением числа годовых слоев, вскрытых разрезом в шурфе или скважине, погрешность определения средней многолетней величины накопления быстро уменьшается.

Недостатком стратиграфического метода является также практически полная невозможность установить, имеются ли в разрезе пропуски годовых слоев накопления снега. Как показывают снегомерные наблюдения, в отдельных точках слой накопления может не образовываться в течение года или даже нескольких лет. Причиной является метелевый перенос снега, и поэтому пропуски в годовых слоях могут быть встречены в любом районе (за исключением шельфовых ледников) антарктического ледникового покрова, относящемся к области аккумуляции [68]. При этом вероятность пропусков в накоплении обратно пропорциональна скорости накопления снега. Так, на станции Пионерская на площадке 100 × 100 м при наблюдениях на 41 вехе повторяемость такого явления (по результатам годового цикла наблюдений) составляет 2% [48].

На рис. 15, а, б приведены результаты наблюдений за положением поверхности снежного покрова относительно положения троса на снегомерном профиле станции Восток за период 1958—1968 гг. Анализ графика показывает, что во многих точках поверхность следующего года лежит либо на уровне поверхности предыдущего

года, либо даже ниже нее, т. е. накопления в этой точке не произошло. Среднегодовая повторяемость такого явления за указанный период составляет для станции Восток около 20%.

Совместные снегомерные наблюдения по вехам и стратиграфические исследования в шурфах на станции Амундсен-Скотт [173], проведенные практически в одной точке, показали, что пропуск в накоплении в течение года (или более) отражается в стратиграфии разреза в виде аномально мощного (до 5 см) горизонта разрыхления (глубинной изморози). Эта текстурная особенность является в настоящее время единственным признаком отсутствия годового слоя накопления, однако установить, сколько лет не происходило накопления в данной точке, в настоящее время не представляется возможным.

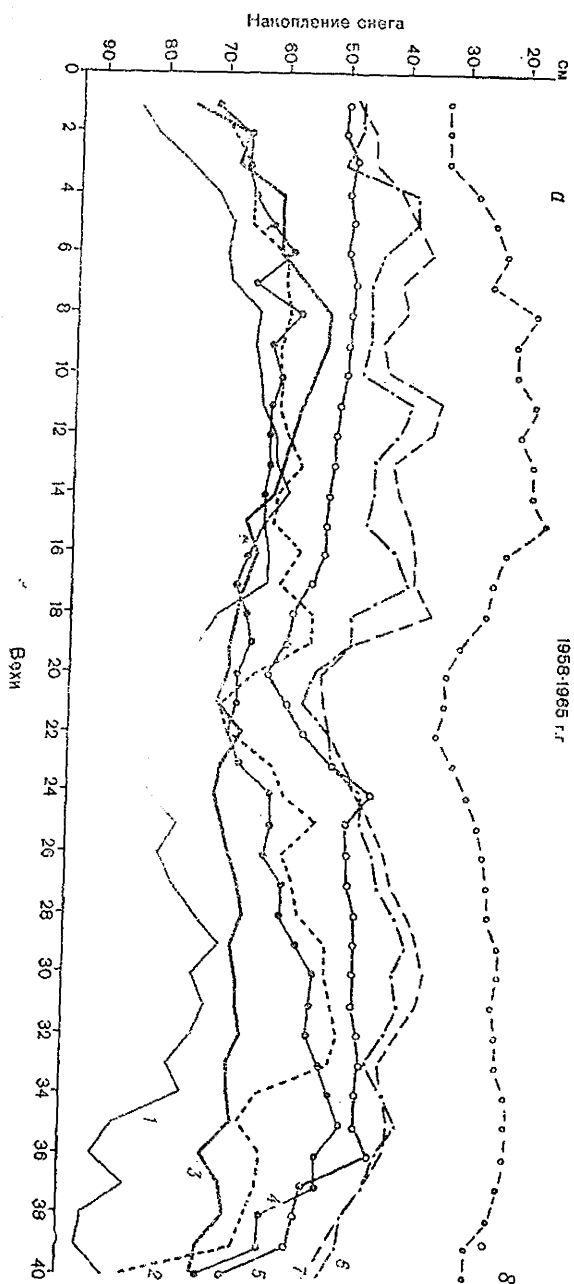
Пропуск одного или нескольких годовых слоев сказывается при вычислении средней многолетней величины накопления, значительно завышая ее.

Например, при анализе стратиграфии шурфа в районе станции Амундсен-Скотт было обнаружено, что среднее накопление за 1952—1957 гг. составляет около $7 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, а за период 1957—1961 гг. — $10 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Одним из возможных вариантов объяснения этого факта было предположение о двухлетнем пропуске накопления в верхней части разреза, поскольку слои, относимые к 1960 и 1961 гг., сопровождаются аномально мощными горизонтами разрыхления («глубинная изморозь») [173].

Стратиграфические исследования в шурфе глубиной 10 м на станции Плато и исследование процесса накопления снега на поверхности дали возможность установить, что пропуск годового слоя накопления наблюдается 1 раз в 12 лет и, таким образом, 118 годовых слоев представляют 128 лет накопления [184]. Пропуск одного или нескольких годовых слоев может также вызывать ошибки при сравнении одновременных слоев в различных шурфах или скважинах.

Во многих случаях точность стратиграфического метода измерения годового накопления определяется путем сравнения полученных величин с результатами снегомерных наблюдений [83, 167]. Однако такой способ едва ли можно применять без учета межгодовой изменчивости накопления. Поскольку стратиграфические исследования удовлетворительно дают только среднюю многолетнюю величину накопления в одной точке, а снегомерные наблюдения, во-первых, характеризуют некоторую площадь, во-вторых, чаще всего относятся либо только к части этого периода, либо к более позднему периоду, причем часто значительно более короткому, то расхождение между ними следует связывать не столько с погрешностью обоих методов, сколько с колебаниями накопления во времени. В качестве примера рассмотрим результаты сравнения снегомерных и стратиграфических исследований на профиле станции Бэрд — горы Уитмор [131], приведенные в табл. 16.



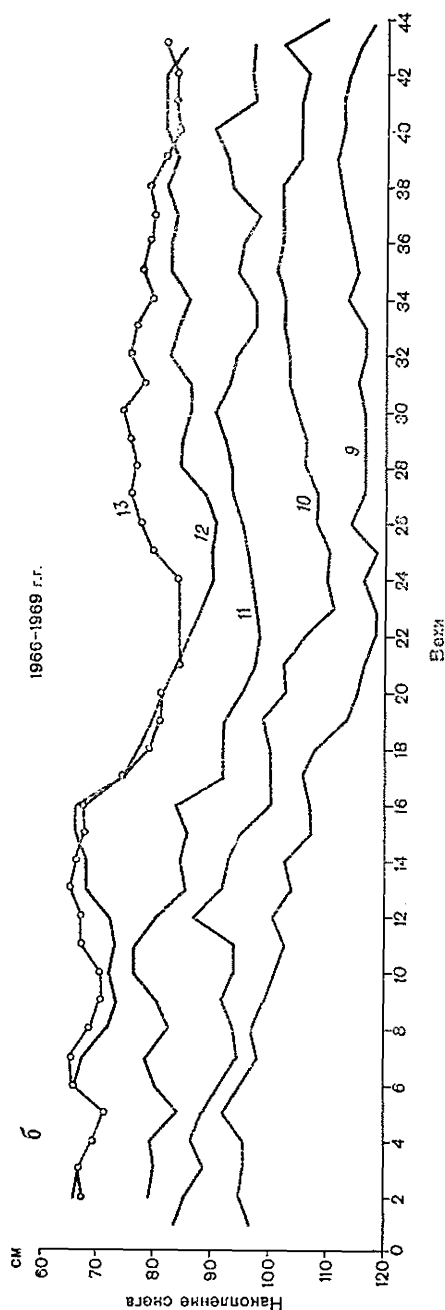


Рис. 15. Снегонакопление на тросовом профиле (станция Восток):

1 — 1958 г., начальный отсчет; 2 — 31/XII 1958 г.; 3 — декабрь 1959 г.; 4 — декабрь 1960 г.; 5 — декабрь 1961 г.; 6 — декабрь 1963 г.; 7 — декабрь 1964 г.; 8 — январь 1965 г.; 9 — 31/I 1966 г.; 10 — 31/XII 1966 г.; 11 — 31/XII 1967 г.; 12 — декабрь 1968 г.; 13 — декабрь 1969 г.

Как видим, разница между стратиграфическими исследованиями и снегомерными наблюдениями по 10—15 рейкам на площади 100×300 м в среднем составляет около 19%.

Максимальные отклонения величин накопления, определенных по одной вехе, от средней по площадке составляют в среднем 14%, а разброс значений годовых величин, определенных стратиграфическим методом, составляет около 17% [182].

Очень характерны в этом отношении также результаты определения величин годового накопления в шурфе на станции Амундсен-Скотт [173] за период 1952—1961 гг.

А. Гоу получил здесь среднегодовое накопление за 1952—1957 гг. равным $7,4 \text{ г} \times \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, а за 1957—1961 гг. — $10 \text{ г} \times \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, т. е. на 35% больше. В то же время снегомерные наблюдения в 1958—1963 гг. дали величину накопления около $7 \text{ г} \times \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, т. е. столько же, сколько стратиграфические исследования за 1952—1957 гг.

Таким образом, сравнение данных, полученных стратиграфическим методом в од-

**Величина накопления снега на профиле станция Бэрд—горы Уитмор
по результатам стратиграфических и снегомерных наблюдений**

Пункты наблюдений	Стратиграфический метод		Снегомерные наблюдения		Разница, %
	период наблюдений	накопление, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	период наблюдений	накопление, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	
I	1959—1962	13,7	1963—1965	14,2	4
II	1958—1962	12,0	1963—1965	16,2	21
III	1957—1962	13,1	1963—1965	18,5	28
IV	1958—1962	13,7	1963—1965	16,1	17
V	1958—1962	13,5	1963—1965	16,8	19
Среднее значение накопления		13,2		16,4	19

ном шурфе, с результатами снегомерных наблюдений может быть корректным в том случае, если сравниваются одновременно накопившиеся слои снега, а снегомерные наблюдения велись по одной вехе [8].

ГЛАВА IV

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ СНЕГА

1. Годовой ход накопления

Сезонные изменения интенсивности и смены форм атмосферной циркуляции, а также годовой ход приземных метеорологических характеристик и погодных ситуаций, что главным образом и определяет режим накопления снега в течение года, позволяют с долей условности выделять для области антарктического ледникового покрова следующие сезоны: лето (декабрь—февраль), зима (май—сентябрь) и переходные периоды. Естественно, что с увеличением широты района границы сезонов сдвигаются: увеличивается продолжительность зимнего периода и сокращаются летний и переходные периоды.

Для наиболее суровых районов Центральной Антарктиды (район станций Восток и Полюс Недоступности) лето составляет не более 1,5—2,0 месяцев, в то время как зимний период продолжается около 9 месяцев.

Сезонные колебания проявляются и в ходе накопления снега, несмотря на одну из наиболее характерных особенностей климата Антарктиды — выпадение осадков почти исключительно в твердом виде в течение всего года. Сезонность накопления является следствием одновременно двух причин. Во-первых, она обуславливается сезонным ходом осадков, который довольно четко проявляется на картах повторяемости [72, 114] и объясняется сезонностью процессов, происходящих в тропосфере над Антарктикой. Как было показано в главе II, внутригодовая изменчивость поля давления и атмосферной циркуляции выражается в сезонных колебаниях местоположения антарктического антициклона, а также повторяемости и интенсивности циклонических процессов. Так, наибольшая повторяемость развития меридиональных форм циркуляции, а значит и наибольшая повторяемость прохождения циклонов над материком, наблюдается в зимний период (начиная примерно с марта). Для теплого периода характерно фоновое развитие зональных форм циркуляции.

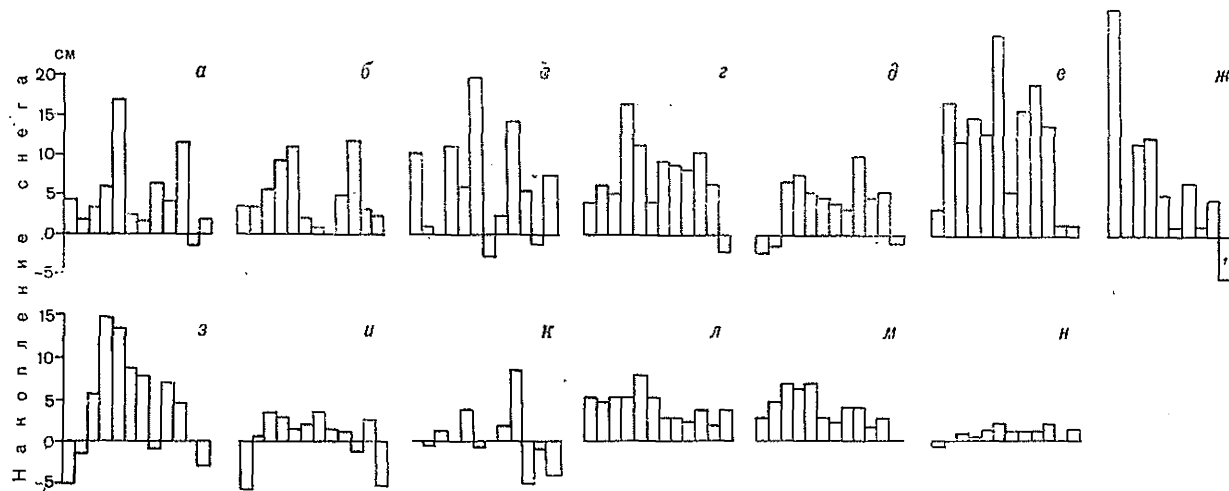


Рис. 16. Годовой ход (за январь—декабрь) накопления снега на антарктических станциях:

Станции на шельфовых ледниках: а — Лазарев (1959—1960 гг.); б — Литл-Америка (1957—1958 гг.); в — Моджейм (1950—1951 гг.); г — Халли-Бей (1959—1961 гг.); д — Элсуэрг (1957—1958 гг.); е — Норвегия (1957—1959 гг.); ж — Король Бодуэн (1958—1960 гг.).
Станции на побережье: з — Мирный — I (1957—1958, 1960—1965 гг.); и — Молодежная (1966—1970 гг.); к — Уилкс (1959—1961 гг.).
Внутриматериковые станции: л — Вэрд (1957—1962 гг.); м — Пионерская (1957 г.); н — Восток (1958—1961, 1963—1969 гг.).

Повторяемость воздушных масс над материком также обладает сезонным характером. Например, относительно теплые и влажные воздушные массы умеренного и тропического воздуха наблюдаются в центральных районах материка главным образом в зимний период. То же самое можно сказать и об интенсивности влагопереноса через границу антарктического материка — наиболее значительные величины переноса наблюдаются именно в зимний период. Достаточно четко выражена сезонность и в ходе приземных метеорологических характеристик.

Во-вторых, сезонность хода накопления снега обуславливается внутригодовой изменчивостью метеорологических элементов (главным образом, солнечной радиации, температуры воздуха, скорости и направления ветра), которые вызывают абляцию поверхности ледникового покрова, т. е. уменьшение слоя отложенного снега. Как известно, испарение, основной фактор абляции на большей части ледникового покрова, имеет четко выраженный годовой ход.

Режим накопления снега в течение года неодинаков в различных районах материка и особенности его достаточно четко согласуются с высотной поясностью ледникового покрова, классификация которой предложена Е. С. Короткевичем [64].

Наиболее рельефно годовой ход аккумуляции проявляется в области шельфовых ледников. Анализ приведенных на рис. 16 (а, б, в, г, д, е, ж) графиков хода месячных величин накопления снега позволяет установить, что здесь на фоне общего преобладания зимнего накопления довольно четко выражены два максимума, приходящиеся на начало и конец холодного периода, и два минимума — летом и в середине зимы. Вполне понятно, что время появления экстремальных величин накопления в разных районах различно. Так, «осенний» максимум на шельфовом леднике в районе станции Король Бодуэн наблюдается в марте, а на шельфовых ледниках Модхейм и Норвегия он приходится на июнь. Характерно, что для шельфовых ледников Восточной Антарктиды (в особенности лежащих у побережья Земли Королевы Мод) наиболее значителен осенний максимум, в то время как в Западной Антарктиде абсолютные высоты обоих максимумов примерно одинаковы.

Амплитуда колебаний месячных сумм накопления снега также неодинакова в разных точках пояса шельфовых ледников. Наибольшие амплитуды зафиксированы в Восточной Антарктиде.

На шельфовых ледниках Западной Антарктиды накопление снега имеет более плавный ход в течение года.

Месячные величины отложения снега колеблются не только от района к району, но и имеют различные значения в одни и те же месяцы разных лет. Однако, несмотря на это, годовой ход экстремальных значений, как показывают 6-летние наблюдения на станции Халли-Бей [189], совпадает с ходом средних многолетних величин, что свидетельствует о стабильности годового хода накопления. Кривая, осредняющая месячные величины накопления снега для шельфовых ледников Бранта, Фильхнера и Росса за 1957—1958 гг., как показано Н. И. Барковым [14], также четко подтверждает

общность годового хода для шельфовых ледников, выявляя два периода с повышенными и два периода с пониженными месячными суммами.

Характерной особенностью годового хода накопления снега на шельфовых ледниках является его хорошая согласованность с годовым ходом атмосферного давления. Минимумам давления, которые отражают повышенную активность циклонической деятельности, соответствуют максимумы аккумуляции, и наоборот [14].

Пониженное накопление снега летом и в середине зимы связано как с уменьшением месячных сумм осадков, так и с усилением испарения непосредственно с поверхности (в летнее время) и в снеговетровом потоке при метелевых явлениях. Для участков шельфового ледника, расположенных в непосредственной близости от барьера, большое значение имеет также и снос снега в море.

Детальное исследование бюджета поверхности шельфового ледника было проведено Д. Лимбертом [189] на станции Халли-Бей в 1954 г. с помощью ежедневных снегомерных наблюдений и расчета энергетического баланса поверхности снежного покрова. В итоге Д. Лимберту удалось установить, что наблюдающееся в течение всего года в перерывах между снегопадами понижение уровня поверхности на 16% (около 10 см снега) является результатом потерь вследствие испарения непосредственно с поверхности, на 11% (около 7 см снега) — результатом потерь вследствие испарения снежинок из снеговетрового потока, на 17% (около 7 см снега) — сноса снега в море во время низовых метелей. Понижение на 56% (около 36 см) объясняется оседанием слоя снега и является кажущейся потерей. Таким образом, общие потери составляют $\frac{1}{3}$ чистой годовой аккумуляции. Поскольку, по мнению Д. Лимберта, условия станции Халли-Бей по характеру бюджета поверхности являются типичными для шельфовых ледников Антарктиды, им был предложен способ определения количества выпадающих осадков путем увеличения чистой годовой величины накопления на одну треть.

Однако этот вывод, на наш взгляд, едва ли можно признать правомочным, так как потери за счет сноса снега в море могут наблюдаться только в прибрежной части шельфовых ледников, а испарение, судя по исследованиям на шельфовых ледниках Модхейм, Росса, Лазарева и других, имеет различные значения, не зависящие от абсолютной величины накопления [14].

Годовой режим накопления снега в прибрежной полосе наземного ледникового покрова известен, главным образом, по материалам наблюдений в районах станций Мирный [68], Уилкс [133], Молодежная [97] и некоторых других. Месячные величины аккумуляции снега в этих районах представлены на рис. 16 (з, и, к). Как легко видеть, годовой ход накопления на побережье по сравнению с районом шельфовых ледников выражен гораздо слабее.

Так, для района станции Мирный В. М. Котляковым установлено два периода с повышенным накоплением (весенний и осенний максимумы) и два периода с пониженным накоплением — летний и

зимний минимумы [68]. При этом летний максимум значительно глубже зимнего, а осенний максимум по интенсивности превышает весенний. Годовой режим накопления снега в районе станции Уилкс в общем аналогичен режиму накопления снега в области Мирного, однако здесь весенний максимум значительно больше осеннего. В то же время на Земле Эндерби, в районе Молодежной, максимумы накопления, наблюдающиеся осенью (март) и во второй половине зимы (июль), и зимний минимум выражены весьма слабо.

Неоднородность годового хода накопления в различных точках побережья является следствием разнообразия физико-географических и метеорологических условий. Расположение пунктов наблюдений в различных условиях в непосредственной близости от вы-

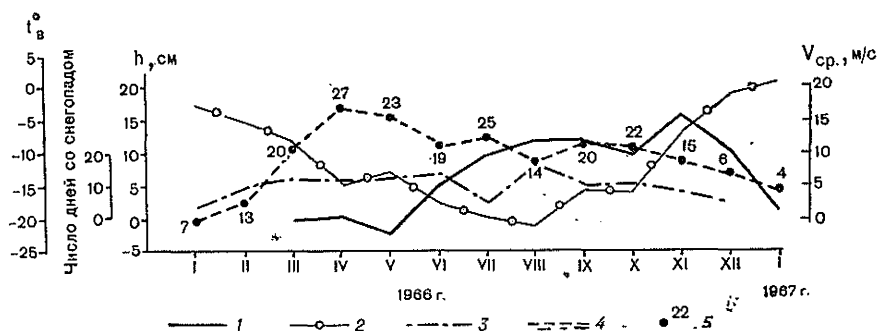


Рис. 17. Накопление снега и основные метеорологические элементы в районе станции Молодежной.

1 — накопление снега, см; 2 — среднемесячная температура воздуха; 3 — число дней со снегопадом; 4 — среднемесячная скорость ветра, м/с; 5 — число дней с ветром более 15 м/с.

ходов коренных пород, как станция Уилкс, или на стыке зон аккумуляции и абляции, как станция Молодежная, различия в скоростях ветра и уклоне поверхности, влияющие на количество сносимого снега, определяют колебания месячных величин накопления. При этом даже небольшие колебания значений метеорологических элементов приводят либо к интенсификации процесса накопления, либо к понижению поверхности снежного покрова.

На рис. 17 представлен ход накопления снега (суммарная кривая) и основных метеорологических элементов в районе станции Молодежная в 1966–1967 гг. В результате анализа этих материалов представляется возможным установить зависимость между мощностью снежного слоя и изменчивостью метеорологических условий в различные сезоны года.

Осенний период в описываемом районе характеризуется частым прохождением циклонов, сопровождающихся интенсивными общими метелями. Число дней со снегопадами, которое в какой-то мере может служить показателем интенсивности выпадения осадков, в среднем составляет 13, что несколько выше месячной нормы. Однако к началу зимы прироста снежного покрова на ледниковом

склоне в районе наблюдений не происходит. Наоборот, к концу мая отмечается незначительное понижение (в среднем для всего района) поверхности снежно-фирновой толщи. Это объясняется увеличением средней скорости ветра до 15,6—17,0 м/сек в апреле и мае (средняя за год 10 м/сек), повышенным количеством дней со штормовыми и ураганскими ветрами. Взаимодействие указанных факторов и вызывает усиленный снос снега. На поверхности пятна снега чередуются с участками фирново-ледяной поверхности, образовавшимися вследствие летнего таяния и последующего замерзания.

Основное нарастание снежного покрова происходит зимой, причем в начале периода (июнь—июль) увеличение высот снега наиболее значительно, в августе накопление снега незначительно, а сентябрь характеризуется стабильным состоянием снежного покрова. Как показывают метеорологические наблюдения, в зимний период вместе с понижением температур воздуха наблюдается значительное снижение средних скоростей ветра и уменьшение количества дней со штормовым ветром (в среднем за июнь—сентябрь 19 дней, а за март—май 23). В результате, хотя интенсивность выпадения осадков зимой и не увеличивается (количество дней со снегопадом остается примерно таким же, как и осенью), происходит рост высоты снежного покрова за счет уменьшения ветрового сноса. Меньшему сносу снега способствует также увеличение месячных амплитуд температуры воздуха в зимний период по сравнению с осенним [21]. Относительно теплая и тихая пасмурная погода с выпадением осадков зимой часто сменяется резким похолоданием, вследствие чего свежавывавший снег быстро закрепляется на поверхности.

Весна характеризуется накоплением снега, хотя в октябре и происходит некоторое понижение высоты снежного покрова. Усиление аккумуляции снега в этот период нельзя объяснить повышением интенсивности выпадения осадков, поскольку число дней со снегопадом весной даже несколько меньше, чем в зимние месяцы. Кроме того, количество осадков весной, судя по показаниям осадкомера, тоже значительно ниже. Сколько-нибудь резкого уменьшения средних скоростей ветра также не наблюдается, поэтому весеннее накопление снега следует, вероятно, объяснить изменением преобладающего направления ветра в этот сезон.

В период с января по сентябрь преобладают ветры восточного и юго-юго-восточного направления, что определяет перенос снега с материка в море. Весенний же период (октябрь—ноябрь) характеризуется появлением северной составляющей в направлении ветра, в результате чего снос снега с материка значительно уменьшается.

В летние месяцы в основном происходит понижение снежного покрова из-за испарения, таяния и оседания. Летние снегопады вызывают только кратковременное увеличение мощности снежного покрова.

Режим накопления снега в течение года на склоне ледникового

покрова, как показывают наблюдения на станциях Пионерская и Бэрд [182], характеризуется сравнительно равномерным приростом высоты снежного покрова (см. рис. 16, л, м). Максимумы накопления, приходящиеся на начало и конец зимы, выражены здесь довольно слабо, причем первый характеризуется более интенсивным накоплением снега, чем второй. К концу зимы скорость накопления снега несколько снижается, а летом понижение месячных величин аккумуляции отмечается только для районов Восточной Антарктиды (станция Пионерская).

Хотя средние 6-летние данные наблюдений на станции Бэрд и не выявляют периодов с пропуском накопления в какой-либо из центральных сезонов, анализ режима накопления в отдельные годы позволил Р. Кёрнеру [182] установить, что отсутствие накопления за лето или часть зимы является довольно обычным явлением на Земле Мэри Бэрд.

Вероятнее всего, аналогичную картину следует предполагать и для склона ледникового покрова Восточной Антарктиды.

Как и на побережье, режим накоплений снега в этой области материка тесно связан с ходом значений метеорологических элементов, однако метелевый перенос, если площадь наблюдений достаточно велика, не оказывает существенного влияния на средние величины накопления снега.

Вероятно, большее значение имеет испарение снежных частиц, поднятых с поверхности во время движения снеговетрового потока.

Накопление снега в Центральной Антарктиде имеет также четко выраженный годовой ход (см. рис. 16, н).

Как показали исследования В. Г. Аверьянова [8], анализировавшего режим накопления и осадков на станции Восток за период 1958—1961, 1963—1967 гг., основное количество осадков выпадает и накапливается в холодное время года с мая по октябрь. Ход осадков и накопления в этот период синхронны, имеют два хорошо выраженных максимума: в начале периода (май—июнь) и конце (октябрь), что связано с адвекцией влаги и тепла в район станции из более низких широт. В относительно теплый период года (с ноября по май) накопления снега в целом не происходит, а наоборот, наблюдается понижение уровня вследствие испарения как непосредственно с поверхности, так и из снеговетрового потока при метелевых явлениях. При этом аномально высокое среднее накопление в декабре, объясняемое В. Г. Аверьяновым повышенным отложением изморози на поверхности снежного потока, компенсируется в дальнейшем интенсивным испарением в середине лета.

Месячные суммы накопления сильно изменяются от года к году: средние квадратические отклонения месячных величин от средних многолетних значений колеблются от 63% в декабре до 82% в феврале, что объясняется разнообразием влияния метеорологических условий в различных сочетаниях на отложенный снег [8]. Несмотря на это, годовой ход накопления на Востоке может быть прослежен как для средних многолетних величин, так и для значений одного года. Подтверждением этому служит сопоставление многолетнего

хода накопления снега с температурой воздуха и скоростью ветра по отдельным сезонам года. Установлено, например, что летом и осенью ход величин накопления аналогичен ходу температуры: в более холодные годы накопление меньше, и наоборот. В весенний период ход накопления обратен ходу температуры и скорости ветра [8]. Для зимы связь между накоплением и температурой двойная: в первой половине исследуемого периода (1958—1964 гг.) она в общем обратная, во второй половине (1964—1967 гг.) — прямая (рис. 18).

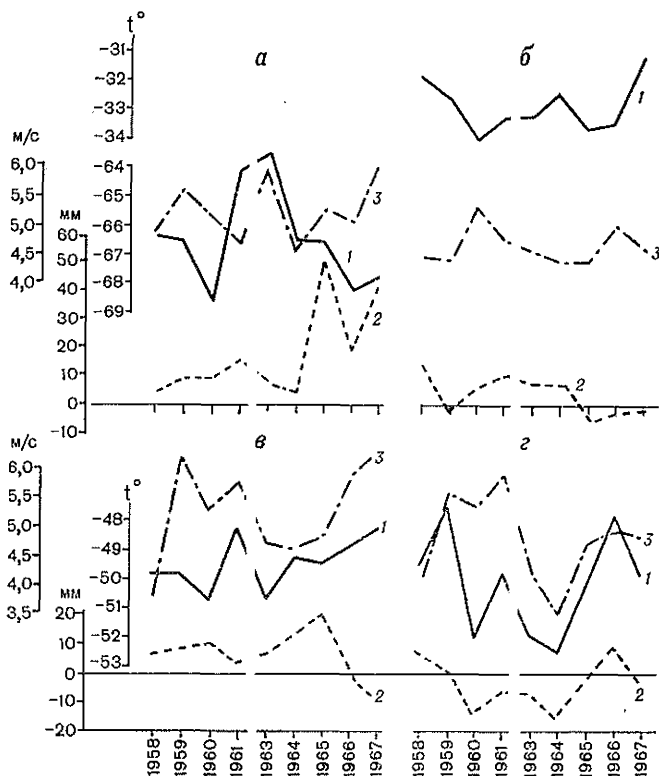


Рис. 18. Многолетний ход накопления снега, температуры воздуха и скорости ветра по сезонам на станции Восток (по В. Г. Аверьянову, [8]): а — зима; б — лето; в — весна; 2 — осень.

1 — температура воздуха; 2 — накопление снега; 3 — скорость ветра.

2. Многолетняя изменчивость накопления

В настоящее время единственными количественными характеристиками, по которым можно судить о колебаниях годовых сумм аккумуляции снега в Антарктиде, являются результаты определе-

ния годовых слоев в глубоких шурфах или скважинах в различных точках материка. В табл. 17 приведены осредненные по пятилетиям годовые суммы накопления для большинства известных в настоящее время глубоких шурфов и скважин [69, 119, 124, 140, 165, 172, 191, 192, 198, 211, 230, 240, 246]. Осреднение по пятилетиям выполнено с целью максимального уменьшения влияния ошибок стратиграфического метода. К сожалению только в 4 пунктах (на станциях Уилкс S-2, Амундсен-Скотт, Бэрд и Саут-Айс) исследования охватывают период около 50 лет, причем три из этих пунктов расположены к западу от главного ледораздела и только один (станция Уилкс S-2) к востоку от него. Поэтому способ простого

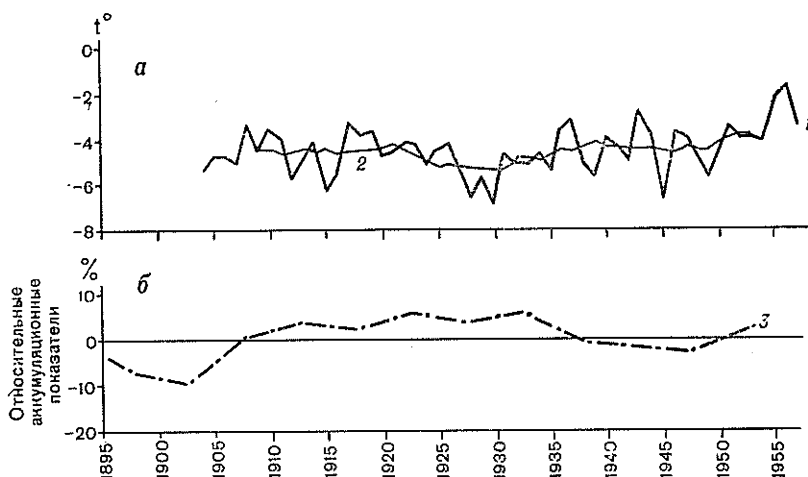


Рис. 19. Колебания температуры воздуха на станции Оркадас (а) и ход снегонакопления на станциях Бэрд, Амундсен-Скотт, Саут-Айс (б) за 1903—1957 гг.

1 — среднегодовые температуры воздуха; 2 — сглаженные по 10-летиям среднегодовые температуры воздуха; 3 — ход снегонакопления.

осреднения величин годового накопления с целью выявления многолетнего хода в пределах последнего 50-летия может быть применен только в западной части материка.

Как видно из табл. 17, в районе Южного полюса (станция Амундсен-Скотт) аккумуляция снега проходила довольно равномерно, на станции Саут-Айс четко выражено увеличение снегонакопления в 20—30-е годы, а на станции Бэрд в этот же период аккумуляция снега несколько понизилась.

Для оценки среднего режима снегонакопления был принят [93] так называемый «относительный аккумуляционный показатель», вычисленный для каждого в отдельности пятилетия на всех трех станциях и представляющий собой выраженное в процентах отношение осредненной за пять лет величины накопления к среднему многолетнему значению. Показатели были просуммированы по

Средние годовые величины накопления снега, определенные
стратиграфическим методом, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$

Период наблюдений	Ушлкс	Амундсен- Скотт	Бэрд	Саут-Айс	Восток	Восток 1	Комсо- мольская	Модхейм	Скотт
1891—1895	12,3	7,5	14,0	—	—	—	—	—	—
1896—1900	12,1	7,6	14,0	10,2	—	—	—	—	—
1901—1905	13,9	7,6	13,9	8,2	—	—	—	—	—
1906—1910	13,6	7,6	13,8	13,0	—	—	—	—	—
1911—1915	18,6	7,7	13,5	14,2	—	—	—	—	18,8
1916—1920	13,4	7,8	13,6	13,6	—	—	—	—	17,0
1921—1925	12,1	7,8	13,6	14,8	—	—	—	43,4	10,8
1926—1930	12,9	7,6	13,4	14,3	—	—	6,9	36,9	18,1
1931—1935	9,6	7,6	13,3	14,8	—	8,8	9,8	36,7	21,0
1936—1940	12,3	7,7	13,4	12,7	—	10,9	7,9	39,0	21,0
1941—1945	13,8	7,8	13,6	11,7	7,7	8,9	8,1	35,0	16,9
1946—1950	12,2	8,1	14,4	10,0	9,0	10,5	6,4	33,9	18,0
1951—1955	12,9	7,9	16,2	10,2	7,0	11,8	8,6	—	17,2
1956—1957	14,8	—	—	—	5,5	10,8	7,3	—	18,7
Среднее многолет- нее накопление	13,1	7,7	13,9	12,2	7,6	10,2	8,0	36,8	17,6

трем станциям, затем было вычислено их среднее арифметическое, которое принимается как относительный аккумуляционный показатель для конкретного пятилетия. Ход величин этих показателей за период 1895—1955 гг. представлен на рис. 19. Таким образом, в начале нашего столетия аккумуляция снега в западной части материка была несколько ниже многолетней нормы, затем она повысилась, достигнув максимума увеличения примерно в 20—30-е годы, и снова понизилась в 40—50-е годы. При этом величина положительных отклонений не превышала 6%, а отрицательных — 9%.

Интересно проследить, как изменение скорости питания ледникового покрова связано с колебаниями климатических характеристик, в частности с ходом среднегодовой температуры воздуха.

К сожалению, в самой Антарктиде нет ни одной станции с достаточно длительным рядом наблюдений. Ближайшими к материку метеорологическими станциями, на которых измерение температуры воздуха проводилось непрерывно с начала нашего века, являются станции Оркадас (Южные Оркнейские острова), Грютвикен (Южная Георгия) и Порт-Стэнли (Фолклендские острова).

На рис. 19 приведен ход истинных годовых и скользящих 10-летних значений температуры воздуха на станции Оркадас [233], из которого видно, что температура воздуха в районе Южных Оркнейских островов заметно понизилась по сравнению с многолетней нормой в конце 20-х — начале 30-х годов, т. е. именно тогда, когда в Арктике почти повсеместно наблюдалось потепление климата. Понижение температуры в этот период отмечено и станциями Грютвикен и Порт-Стэнли [210].

Похолодание климата в это время в атлантическом секторе Антарктики нельзя считать явлением локальным. Как известно, потепление климата в первой половине XX века наиболее четко проявилось в высоких широтах северного полушария, менее значительным оно было в умеренных широтах и совсем еле ощутимым — в экваториальной зоне.

Подобной картины не наблюдалось в южном полушарии [121, 199]. Согласно Г. Альману, изменение средних зимних температур воздуха за 20 лет, предшествующих 1950 г., в южных частях Южной Америки, Африки и Австралии в среднем составило 0°. Х. Уиллет [250], разбирая вопрос о связи солнечной активности с колебаниями климата, писал, что в области между экватором и 40° ю. ш., начиная с 1880—1890 гг., наблюдалось легкое потепление, а южнее 40° отмечалось, хотя и небольшое и неравномерное, но понижение температуры воздуха. Можно предположить поэтому, что и в материковой части Антарктики, так же как и в океанической, в середине первой половины нашего века происходило понижение температуры воздуха. При этом похолодание сопровождалось увеличением аккумуляции снега на территории западной части ледникового покрова.

Изложенный выше способ определения многолетнего хода накопления снега в среднем для больших территорий ледникового покрова при своей простоте обладает рядом существенных недо-

статков. Во-первых, можно использовать только пункты с одинаково длинными рядами наблюдений и, во-вторых, он не учитывает веса каждого отдельного пункта при характеристике территории.

В связи с этим нами [19] для анализа многолетнего хода годовых величин накопления снега была применена методика, разработанная В. Конрадом [142] на материалах наблюдений за величинами осадков на территории всей Земли. Она сводится к определению для каждого пункта наблюдения аномалии относительной изменчивости количества осадков, которая представляет собой разность между наблюдаемой и нормальной относительной изменчивостью (в процентах):

$$\Delta V = V_{\text{набл}} - V_{\text{норм}} \quad (7)$$

Наблюдаемая относительная изменчивость количества осадков имеет вид:

$$V_{\text{набл}} = \frac{100 \, v}{\bar{m}}, \quad (8)$$

где v — наблюдаемая абсолютная изменчивость количества осадков в данной точке в $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$;

$\bar{m}$ — средняя многолетняя сумма осадков в данной точке (многолетняя норма) в $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Наблюдаемая абсолютная средняя изменчивость количества осадков имеет вид:

$$v = \frac{\sum d}{n} \quad (9)$$

Здесь n — число лет наблюдений;

$d = |m - \bar{m}|$ — абсолютное отклонение суммы осадков за каждый год от многолетней нормы;

где m — сумма осадков за каждый год в $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Нормальная относительная изменчивость количества осадков (если многолетняя норма не превышает $100 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) вычисляется из соотношения:

$$V_{\text{норм}} = \frac{360}{\bar{m} + 6} + 13, \quad (10)$$

которое найдено В. Конрадом в результате статистической обработки материалов многолетних наблюдений за осадками в 360 пунктах, более или менее равномерно расположенных по всем континентам, за исключением Антарктиды. Из выражения (10) следует, что определенной норме осадков соответствует определенная нормальная относительная их изменчивость. Отклонения в ту или другую сторону от этой нормы и являются аномалиями относительной изменчивости количества осадков.

Используя эту методику, мы подсчитали аномалии изменчивости снегонакопления на поверхности ледникового покрова для 14 пунктов, расположенных в различных районах Антарктиды.

Средние величины снегонакопления, изменчивости и аномалии изменчивости
снегонакопления на антарктических станциях

Станция	Координаты		Высота над уров- нем моря, м	Период наблю- дений	Колл- чество лет	Средняя годо- вая величина снегонакопле- ния, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	Изменчивость снегонакопления			Аномалия относ. изм., %
							$V_{\text{абс}},$ $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	$V_{\text{набл}},$ %	$V_{\text{норм}},$ %	
Амундсен-Скотт *	90°00' ю. ш.	—	2800	1888—1947	60	7,5	2,2	29	40	—11
Бэрд *	80 01	119°31' з. д.	1530	1893—1959	67	14,5	2,6	18	30	—12
Литл-Америка V *	78 19	162 22	42	1900—1958	59	22,5	4,6	20	25	—5
Модхейм *	71 02	10 55	37	1924—1951	28	37,0	6,6	17	21	—4
Норвегия	70 30	2 32	55	1940—1959	20	49,5	8,9	17	19	—2
Саут-Айс *	81 57	29 52	1350	1898—1957	60	12,3	3,1	25	32	—7
Халли-Бей	75 31	26 42	35	1945—1961	17	38,9	6,8	17	21	—4
Восток	78 28	106 48 в. д.	3488	1940—1957	18	7,5	2,1	27	39	—12
Восток I	72 08	96 36	3252	1934—1957	24	10,4	2,4	23	34	—11
Комсомольская *	74 06	97 30	3500	1929—1957	29	8,2	1,8	22	38	—16
Лазарев *	69 58	12 55	24	1924—1960	37	28,7	9,2	32	23	9
Победа	64 39	98 54	25	1946—1960	15	38,4	8,1	21	21	0
Скотт	77 51	166 48	15	1913—1958	46	17,6	4,1	23	28	—5
Уилкс S-2 *	66 15	110 32	116	1897—1956	60	13,3	2,8	20	31	—11

Примечание: Материалы станций, отмеченных звездочкой, использованы для определения общей тенденции изменения прихода вещества на ледниковый покров Антарктиды.

Результаты вычислений, приведенные в табл. 18, показывают, что в общем вся территория Антарктиды в исследуемый период характеризуется отрицательными аномалиями. Исключение составляет лишь станция Лазарев, расположенная на шельфовом леднике. Объясняется этот факт, по-видимому, только климатическими причинами. В противном случае пришлось бы признать, что в определении накопления снега за отдельные годы были допущены значительные ошибки.

Другим, не менее интересным фактом, является увеличение отрицательных аномалий по мере удаления от берега моря. Большинство береговых станций характеризуется аномалиями от -2 до -5% , а на внутриконтинентальных станциях они возрастают от -8 до -16% . Для сравнения можно привести цифры, полученные В. Конрадом для всей Земли: из 100 случаев в 56 наблюдаются отрицательные аномалии, в 44 — положительные, причем наибольшая отрицательная аномалия составляет 14% , наибольшая положительная 54% .

Таким образом, подводя итог, отмечаем, что, во-первых, Антарктида относится к тем областям Земли, где изменчивость количества осадков меньше нормальной, во-вторых, во внутриконтинентальных районах Антарктиды она значительно меньше, чем в прибрежных.

Выявленные особенности снегонакопления в Антарктиде становятся еще более характерными, если сравнить их с некоторыми выводами В. Конрада, касающимися Земли в целом. Прежде всего, он считает, что аномалии относительной изменчивости количества осадков представляют собой очень важный климатический показатель, так как отражают результаты проявления климатических особенностей больших областей Земли. Изменчивость количества осадков ниже нормальной величины на опрормных пространствах умеренных и высоких широт Евразии и Северной Америки свидетельствует о том, что континенты препятствуют резким изменениям общей циркуляции атмосферы над ними, т. е. континентальный климат играет роль регулятора осадков. Наконец, климат, который характеризуется малой изменчивостью количества осадков, является менее зависимым от внешних воздействий, более консервативным, автономным. Аномалии изменчивости в этом отношении являются мерой независимости климата. Все это вполне применимо к характеристике климатических условий Антарктиды.

В южном полушарии проведение достаточно полного синоптического анализа атмосферных процессов стало возможным лишь с начала объединенных исследований Антарктики по программе Международного геофизического года (МГГ), но длительность этих наблюдений (10 лет) явно мала. Поэтому нам кажется, что некоторый интерес представляет попытка реконструкции, хотя бы в самом общем виде, схемы особенностей атмосферной циркуляции южного полушария за последние 70—80 лет по характеру изменения питания ледникового покрова Антарктиды.

В настоящее время считается установленным, что в южном по-

лушарии, так же как и в северном, достаточно четко различаются зональная и меридиональная формы атмосферной циркуляции [11, 34, 102]. Известно также, что при зональной форме наблюдаются многочисленные неглубокие циклоны, перемещающиеся в основном по одной из кольцевых траекторий (прибрежной или морской). Над центральными районами материка в это время наблюдается ясная погода, осадков выпадает мало, а в районе побережья — меняющаяся облачность без сильных осадков и метелей.

Устойчивая меридиональная форма циркуляции характеризуется развитием глубоких циклонов, перемещающихся по меридиональным траекториям. Эти циклоны проходят в глубь материка, принося с собой тепло и влагу. Как на побережье, так и внутри материка в это время наблюдаются облачность фронтального характера, резкие колебания температуры воздуха, осадки, сопровождающиеся сильными ветрами.

Таким образом, аномальная повторяемость в году зональной или меридиональной форм циркуляции неизбежно отражается на питании ледникового покрова Антарктиды. В те годы, когда превышает норму повторяемость меридиональных процессов, наблюдается увеличение прихода вещества, а в годы, когда превышает норму повторяемость зональных процессов — уменьшение.

При сравнении хода скользящих 10-летних средних величин годового снегонакопления на антарктических станциях (рис. 20) легко заметить, что между кривыми отсутствует полная согласованность, хотя в отдельные периоды на некоторых станциях изменения происходят синхронно. Из рис. 20 также видно, что скорость питания ледникового покрова Антарктиды весьма различна. На внутриконтинентальных станциях (Амундсен-Скотт и Комсомольская) средние по десятилетиям величины накопления снега колеблются от 6 до 10 г · см⁻² · год⁻¹, а на прибрежных станциях (Литл-Америка V, Модхейм, Лазарев) — колеблются от 20 до 40 г · см⁻² × год⁻¹. Поэтому для определения общей тенденции изменения прихода вещества на ледниковый покров Антарктиды целесообразнее анализировать не абсолютные, а относительные величины. С этой целью были взяты данные по станциям, имеющим наиболее продолжительные ряды¹, и вычислены величины относительного отклонения снегонакопления Δm от многолетней нормы данной станции за каждое скользящее десятилетие (в процентах):

$$\Delta m = \frac{100(m_{\text{ск}} - \bar{m})}{\bar{m}}, \quad (11)$$

где $m_{\text{ск}}$ — средние скользящие 10-летние величины снегонакопления в г · см⁻² · год⁻¹;

$\bar{m}$ — средние многолетние величины снегонакопления (многолетние нормы) в г · см⁻² · год⁻¹.

¹ В табл. 18 эти станции отмечены звездочкой.

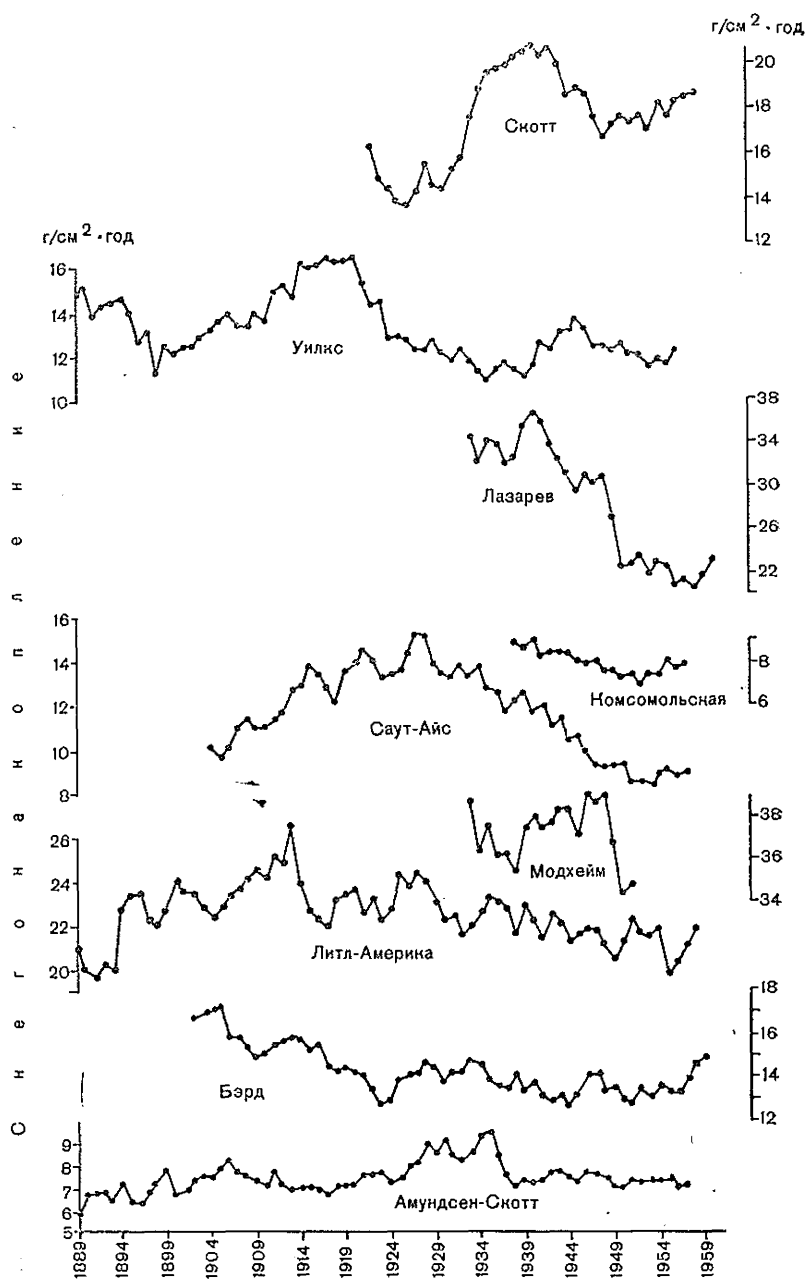


Рис. 20. Скользящие 10-летние средние величины годового снегонакопления в Антарктиде.

На основании полученных данных были вычислены средние значения относительных отклонений снегонакопления по всей Антарктиде за каждое десятилетие. Результаты этих вычислений представлены на рис. 21 (кривая 1). Однако, предвидя возможные искажения из-за неравноценности материалов рассматриваемых станций (внутриконтинентальные станции по сравнению с прибрежными характеризуют значительно более обширные территории), мы попытались найти для каждой станции соответствующие весовые коэффициенты. На территории материка были выделены районы, характеризующие той или другой станцией (рис. 22).

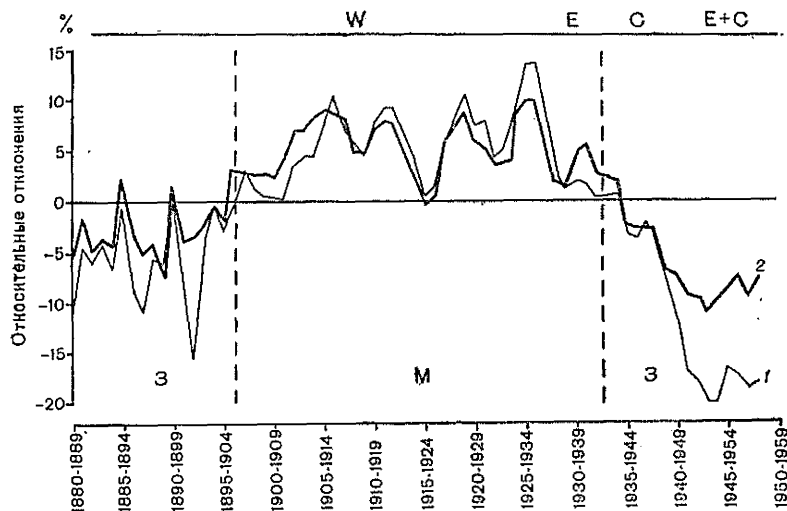


Рис. 21. Относительные изменения скорости питания атмосферными осадками ледникового покрова Антарктиды с 1880 по 1957 г. и циркуляционные эпохи северного и южного полушарий:

1 — по данным простого осреднения; 2 — по данным вычислений с применением весовых коэффициентов.

Определив площади выделенных районов и приняв площадь всей Антарктиды за единицу, нашли относительную величину каждого выделенного района или, иначе, весовой коэффициент k , показывающий, какую часть территории Антарктиды может представлять данная станция при характеристике особенностей снегонакопления (табл. 19).

Сумма произведений $k \cdot \Delta m$ по всем станциям за рассматриваемое десятилетие является относительным отклонением от многолетней нормы по всей Антарктиде на данное десятилетие

$$\Delta M = \sum k \cdot \Delta m. \quad (12)$$

Результаты вычислений по формуле (12), представленные на рис. 21 (кривая 2), дали более верную картину хода относительного изменения снегонакопления в Антарктиде, хотя общий

Весовые коэффициенты за различные периоды

Станция	1880—1889 и 1895—1904 гг.	1896—1905 и 1923—1932 гг.	1924—1933 и 1948—1957 гг.
Амундсен-Скотт	0,66	0,32	0,32
Уилкс	0,28	0,28	0,04
Литл-Америка V	0,06	0,06	0,02
Бэрд		0,12	0,12
Саут-Айс		0,22	0,18
Скотт			0,04
Комсомольская			0,24
Лазарев			0,02
Модхейм			0,02

характер изменений остался примерно таким, какой был получен путем простого осреднения.

Из рис. 21 видно, что в конце XIX в. снегонакопление на поверхности ледникового покрова Антарктиды было ниже нормы, в на-

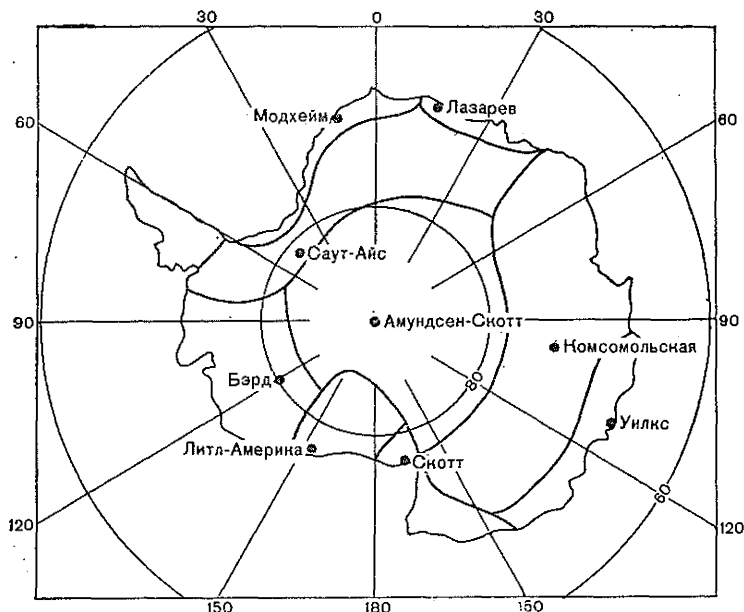


Рис. 22. Схема деления Антарктиды для определения весовых коэффициентов K .

чале XX в. — выше нормы, а в 40—50-е годы оно вновь стало ниже нормы. При этом амплитуда колебаний составляет примерно 10%.

Если высказанные выше положения о овязи форм атмосферной циркуляции с характером снегонакопления справедливы, то у нас есть основания предполагать, что циркуляция атмосферы в Антарк-

тиде в многолетнем плане отличалась следующими особенностями: в конце XIX в. превышала норму повторяемость зональной формы циркуляции, в начале XX в. — меридиональной формы циркуляции с максимумом развития в 10—30-е годы, а в 40-е годы вновь превысила норму повторяемость зональной формы циркуляции с вероятным максимумом в 50-е годы. К сожалению, мы не можем подтвердить этот вывод данными фактических наблюдений. Известно, например, что в 1958 и 1961 гг. меридиональная циркуляция в Антарктике наблюдалась в 2 раза чаще зональной [11, 102], но какая из этих форм имела аномальное развитие относительно своей многолетней нормы, остается неясным, так как для южного полушария неизвестна многолетняя норма повторяемости этих процессов.

Атмосферные процессы южного и северного полушарий имеют между собой тесную связь [33, 102]. В северном полушарии с 1900 по 1960 г. А. А. Гирс [35] выделил четыре эпохи атмосферной циркуляции, в которые преобладала зональная (W) или меридиональная (E и C) формы. Развитие общей циркуляции атмосферы в северном полушарии за 60 лет А. А. Гирс представил как процесс закономерной смены следующих циркуляционных эпох:

1900—1928 гг.	1929—1939 гг.	1940—1948 гг.	1949—1960 гг.
W	→ E	→ C	→ E + C

Если основываться на материалах нашего анализа, то для южного полушария подобную схему можно представить в следующем виде:

?	—1900 гг.	1901—1936 гг.	1937— ? гг.
эпоха зональной цирку-	эпоха меридиональ-	эпоха зональной	
ляции →	ной циркуляции →	циркуляции	

Сопоставляя циркуляционные эпохи северного и южного полушарий (см. рис. 21), можно отметить, с известной степенью определенности, что эпохальные изменения атмосферной циркуляции в обоих полушариях происходят асинхронно.

Поскольку, как установлено, ход накопления снега в Антарктиде тесно связан с циркуляцией атмосферы, особенности которой обуславливаются солнечной активностью, целесообразно выявить характер связи между колебаниями скорости накопления и активностью Солнца.

В. Н. Купецкий [80], сопоставляя относительные отклонения скорости питания ледникового покрова Антарктиды за период с 1880 по 1957 г. с одиннадцатилетними максимумами солнечной активности, выраженными в числах Вольфа (W), пришел к выводу, что снегонакопление находится в обратной связи с солнечной активностью.

В циклы с высокими значениями максимумов (более 140 W) снегонакопление мало, в циклы с низкими значениями (менее 120 W) — велико.

Однако, по нашему мнению, делать такой однозначный вывод, анализируя материалы, приведенные в табл. 20 (которую мы заим-

Одиннадцатилетние максимумы и относительные изменения скорости питания ледникового покрова

Номер цикла	Высота цикла	Период цикла	Период снегонакопления	Величина снегонакопления, %
12	64	1878—1889	1880—1889	—5
13	85	1889—1901	1889—1900	—6
14	64	1901—1913	1901—1910	+3
15	104	1913—1923	1913—1922	+5
16	78	1923—1933	1923—1932	+3
17	114	1933—1944	1933—1942	+4
18	152	1944—1954	1944—1953	—20
19	190	1954—1964	1954—1963	—15*

Примечание: Звездочкой обозначена величина, полученная в результате экстраполяции.

ствовали из работы В. Н. Купецкого), едва ли представляется возможным.

Легко видеть, что при циклах с одинаковыми высотами (например, 12 и 14, 13 и 16) отклонения скорости питания от многолетней средней величины могут иметь различные знаки. Кроме того, циклам с различными по значению максимумам соответствуют одинаковые по знаку отклонения (например, циклы 12, 13 и 18, 19).

Таким образом, пониженное накопление наблюдается как в период с циклами низких максимумом, так и в период с циклами высоких максимумов.

Как следует из характера изменения скорости питания ледникового покрова и материалов табл. 20, объяснение этого факта следует связывать с колебаниями атмосферной циркуляции большей периодичности, чем одиннадцатилетний цикл. Очевидно, ход накопления снега в рассматриваемый период связан с особенностями векового цикла солнечной активности.

В нашем распоряжении в настоящее время нет достаточного количества данных для выявления вековых колебаний накопления снега, однако ритмические вариации меньшей периодичности могут быть исследованы.

3. Периодичность накопления

Наблюдения, проводившиеся в северном полушарии, показывают, что цикличность солнечной активности обуславливает (через атмосферную циркуляцию) цикличность многих явлений в атмосфере и гидросфере, например, температуры воздуха, количества осадков, ледовитости полярных морей и т. д. [84, 120].

Существует и ряд других причин, вызывающих в высоких широтах Земли колебания климатических показателей, с периодом большим или меньшим одиннадцати лет. Поэтому целесообразно исследовать многолетний ход накопления снега за известный нам

период с целью выявления вариаций большей или меньшей продолжительности для ледникового покрова Антарктиды.

Для этого данные о величинах годовой аккумуляции влаги на станциях Амундсен-Скотт, Бэрд, Лазарев, Саут-Айс, Скотт, Уилкс S-2 и Литл-Америка, имеющих наиболее продолжительные ряды наблюдений, были подвергнуты периодограммальному анализу.

Из семи перечисленных станций три (Скотт, Лазарев и Литл-Америка) находятся на шельфовых ледниках, три (Амундсен-Скотт, Саут-Айс и Бэрд) — в центральных частях материкового ледникового покрова и одна (Уилкс S-2) — в районе побережья.

Продолжительность ряда данных о годовом количестве накопившейся влаги вполне достаточна для проведения периодограммального анализа и составляет:

Станция	Продолжительность ряда наблюдений, годы
Амундсен-Скотт	188
Бэрд	67
Лазарев	37
Саут-Айс	63
Скотт	46
Уилкс S-2	174
Литл-Америка	104

Периодограммальный анализ был выполнен по методу А. Шустера с помощью электронной цифровой вычислительной машины (ЭЦВМ) «Урал-2». Результаты анализа представлены в табл. 21. На рис. 23 представлена периодограмма многолетних изменений

годовой аккумуляции осадков в районе станции Лазарев. Результаты анализа свидетельствуют, что в многолетнем ходе снегонакопления в Антарктиде четко выражены вариации с периодами продолжительностью в среднем 3,3; 6,2; 11,1; 18,9 лет.

Как видно из табл. 21, амплитуды вариаций на станциях с более длительными рядами данных (например, станция Уилкс S-2) относительно малы по сравнению с амплитудами вариаций на станциях с более короткими рядами (например, на станциях Лазарев, Скотт). Это объясняется возрастанием абсолютной амплитуды, при увеличении длины ряда наблюдений за счет появления более длинных циклов (например, вековых). При этом амплитуда выделенных

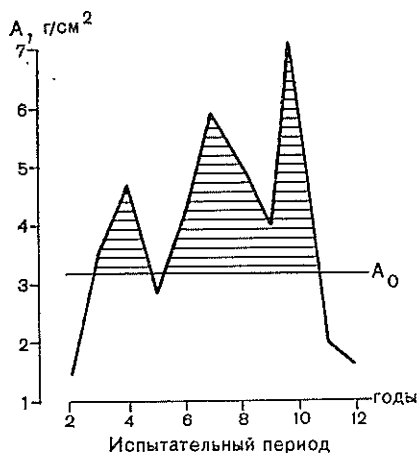


Рис. 23. Периодограмма многолетних изменений годовой величины накопления снега в районе станции Лазарев.

Результаты периодограммного анализа многолетних изменений годового снегонакопления

Станции	Период наблюдений	Продолжительность периодов, годы				Амплитуда (в процентах от абсолютной амплитуды)*			
		3—4	5—7	10—11	18—20	3—4	5—7	10—11	18—20
Амундсен-Скотт	1760—1947	3,9	6,4	11,1	18,9	8,4	6,8	5,4	7,7
Бэрд	1893—1959	3,4	6,4	11,6	(15,1)	4,5	13,2	19,8	18,5
Лазарев	1924—1960	3,8	7,2	9,9	—	22,5	28,0	32,6	—
Литл-Америка	1855—1958	3,2	5,3	(11,4)**	18,0	6,5	9,4	11,2	4,1
Саут-Айс	1895—1957	3,0	6,0	11,0	20,0	16,6	22,7	8,0	5,2
Скотт	1913—1958	3,1	6,0	10,9	—	16,1	17,9	8,7	—
Уилкс S-2	1783—1956	3,0	5,9	11,5	18,6	11,0	4,3	8,2	5,2
Среднее		3,3	6,2	11,1	18,9				

* Под «абсолютной амплитудой» ($A_{абс}$) данного ряда подразумевается половина разности между наибольшими и наименьшими значениями.

** Взяты как средние из выделенных периодов 8,2 и 14,6 года.

более коротких периодов, наоборот, уменьшается вследствие того что в анализ вводится более длинный ряд, а вариации являются квазипериодическими. Вопрос о реальности полученных периодов разберем на примере станции Лазарев. Вероятность случайной амплитуды, по А. Шустеру, определяется по формуле:

$$P = e^{-\frac{\pi}{4} K^2}, \quad (13)$$

где

$$K = \frac{A}{A_0}; \quad A = G \sqrt{\frac{\pi}{n}},$$

G — стандартное отклонение;

n — число членов исследуемого ряда;

A — амплитуда рассматриваемой вариации.

В нашем примере для вариации с периодами 3,8; 7,2 и 9,9 года значения K соответственно равны 1,5; 1,9 и 2,2. Отсюда вероятность случайной амплитуды из 100 случаев для вариации с периодом 3,8 года составляет 16, с периодом 7,2 года — 6 и с периодом 9,9 года — 2 случая. Таким образом, вероятность случайной амплитуды, особенно для двух последних вариаций, достаточно низка и можно считать, что вариации осадконакопления в районе станции Лазарев с указанными периодами реально существуют. Реальность вариаций в ходе снегонакопления подтверждается таким же образом для других станций, приведенных в табл. 21, указывая тем самым на существование подобных вариаций в ходе накопления снега на всей территории Антарктиды [98].

Остановимся на вопросе о возможных причинах указанной периодичности осадконакопления в Антарктиде. По-видимому, причины эти различны для различных ритмических вариаций и глобальны в том смысле, что они обуславливают ритмические колебания других природных явлений на всем земном шаре.

Природа вариации с периодом 3—4 года в настоящее время не имеет удовлетворительного объяснения, несмотря на то, что сама вариация нередко отмечается в различных гидрологических и метеорологических показателях. Попытки обосновать солнечную природу этой цикличности нельзя считать убедительными, так как даже для самой солнечной активности вариация с периодом 3—4 года не является доказанной [99].

Вариация снегонакопления с периодом 6—7 лет имеет, по-видимому, нутационную природу. И. В. Максимов объясняет такую ритмичность гидрометеорологических явлений биением, возникающим в океаносфере Земли при наложении четырнадцатимесячной волны «полусного прилива» на обычные, годовые или сезонные гидрометеорологические явления [85, 90]. Волна «полусного прилива» возникает, как известно, в Мировом океане в результате изменений центробежной силы, создаваемых свободными четырнадцатимесячными колебаниями мгновенной оси вращения Земли. Возникающий при этом шестилетний ритм в пульсации океаниче-

ских течений, а следовательно, и в переносе тепла этими течениями может приводить к образованию «шестилетнего» цикла во всех метеорологических процессах, в том числе и в выпадении атмосферных осадков.

В качестве иллюстрации 6—7-летних ритмических колебаний снегонакопления может служить ход скользящих трехлетних средних величин ежегодной аккумуляции на станциях Скотт, Лазарев, Модхейм, Норвегия и Победа (рис. 24). Сглаживание проводилось по трехлетиям дважды. 6—7-летняя цикличность проявляется

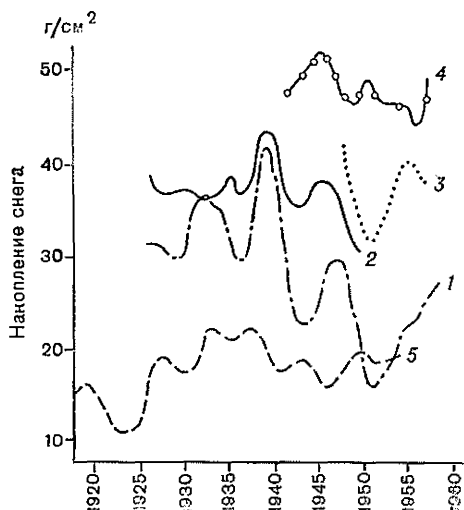


Рис. 24. Сглаженные дважды по трехлетиям величины годового накопления снега на шельфовых ледниках Восточной Антарктиды по данным станций:

1 — Лазарев; 2 — Модхейм; 3 — Победа; 4 — Норвегия; 5 — Скотт.

на всех пяти станциях достаточно хорошо. Характерно, что несмотря на то, что станции расположены в различных пунктах побережья Антарктиды, колебания в основном совпадают по фазе [96].

Природа вариации с периодом около 10 лет не вызывает, по-видимому, сомнений. В настоящее время твердо установлена зависимость интенсивности циркуляции атмосферы Земли от колебаний солнечной активности. Отмечено, что в эпохи усиления активности Солнца интенсивность циркуляции атмосферы возрастает, а в эпохи понижения — падает. При этом цикличность солнечной активности обуславливает (через атмосферную циркуляцию) цикличность многих явлений в

атмосфере и гидросфере. Так, И. В. Максимовым и Б. А. Слепцовым было доказано, что средняя величина атмосферного давления в антарктической области испытывает заметные одиннадцатилетние циклические вариации, т. е. деятельность антарктического антициклона носит пульсирующий характер. Такая пульсация, несомненно, приводит к ритмическим колебаниям прихода влаги на ледяной материк, что, естественно, отражается в ходе накопления снега на поверхности ледникового покрова [87, 88].

Как видно из табл. 21, в колебаниях снегонакопления в Антарктиде (станции Амундсен-Скотт, Бэрд, Литл-Америка, Саут-Айс, Уилкс S-2) присутствует также некоторая квазигармоническая составляющая, характеризуемая периодом от 18 до 20 лет. Правда, для станции Бэрд продолжительность цикла составляет всего 15,1 года, что трудно объяснить, поэтому для вычисления средней продолжительности цикла мы ее не учитывали.

Периоды продолжительностью 18—20 лет проявляются до-

вольно четко на графиках хода скользящих 10-летних средних величин накопления снега (см. рис. 20) в краевой зоне Антарктиды, т. е. на побережье и особенно на шельфовых ледниках. Расположенные на периферии ледникового щита, в зоне соприкосновения ледяной суши с морем, шельфовые ледники наиболее чутко реагируют на колебания интенсивности циркуляции атмосферы. Характерно, что циклические колебания осадков такой же периодичности были отмечены для субарктических районов [120], а на большинстве материковых станций умеренной зоны северного полушария минимумы осадков приходились на десятилетия 1918—1927 и 1940—1950 гг., а максимумы — на десятилетия 1910—1919 и 1933—1942 гг. [104]. Кроме того, известно, что наиболее сильные засухи, охватившие большую часть северного полушария, наблюдались в 1902—1904, 1921—1924 и 1946 гг., т. е. с периодичностью около 20 лет.

Причины ритмических вариаций с периодами такой продолжительности в ходе различных климатических и гидрологических характеристик заключаются в существовании в Мировом океане многолетнего (девятнадцатилетнего) деклинационного лунного прилива, создаваемого, как известно, девятнадцатилетней вариацией приливообразующей силы Луны. Приливные колебания уровня океана в этом случае, как и в случае нутационных колебаний, приводят к возникновению меридиональных наклонов уровня и колебаний во времени деятельности морских течений, переносящих тепло в Мировом океане [86]. Для северного полушария, например, было показано, что колебания в деятельности Гольф-стрима, изменяя в приливном ритме перенос тепла, приводят к возникновению девятнадцатилетней ритмичности и в показателях циркуляции атмосферы [89]. Вероятно, нечто подобное наблюдается и в южном полушарии. При этом необходимо подчеркнуть, что многолетние климатические приливообусловленные явления имеют реактивный характер, т. е. создаются они не приливами в атмосфере (так как все приливные явления в атмосфере ничтожно малы по сравнению с приливными явлениями в океане), а приливными ритмами деятельности океанических течений.

Материалы стратиграфических исследований в глубоких шурфах на станциях Амундсен-Скотт, охватывающие период около 180 лет, и на станции Уилкс S-2 — около 170 лет, позволили также провести периодограммный анализ для выявления более долгопериодных вариаций. Результаты анализа представлены на рис. 25, из которого видно, что в ходе накопления снега как на той, так и на другой станциях отмечаются довольно четко выраженные ритмические вариации с периодом около 30 и 44 лет. Вероятность случайной амплитуды во всех случаях достаточно мала и соответствует этим периодам равна: для станции Амундсен-Скотт 0,10 и 0,16 и для станции Уилкс S-2—0,08 и 0,08, поэтому можно считать существование этих вариаций вполне реальным. Интересно отметить, что ритмические вариации с периодом около 30 лет ранее отмечались в ходе накопления ила в озерах, приросте

древесины и колебании уровня озер Евразии, а ритмические колебания с периодом около 45 лет — в чередовании суровых зим в Западной Европе и повторяемости циклонов над США [116, 117, 157, 186, 187].

Причина тридцати- сорокалетней цикличности в ход различных природных явлений, по-видимому, заключается во влиянии коле-

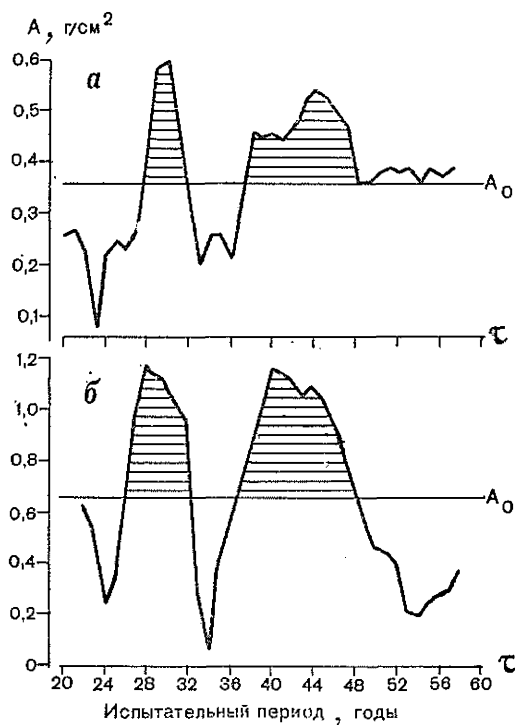


Рис. 25. Периодограмма многолетних изменений годового накопления снега в районе станций: а — Амундсен-Скотт; б — Уилкс (S-2).

баний солнечной активности на развитие природных процессов на земной поверхности, поскольку ранее указывалось на существование циклов такой продолжительности в ходе самой солнечной деятельности [20, 117].

Следует отметить, что выявленная структура периодичности снегонакопления в Антарктиде хорошо совпадает с той, которая была выявлена ранее для изменений циркуляции атмосферы и климата северного полушария. Это позволяет считать, что причины таких колебаний носят общепланетарный характер.

ГЛАВА V

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ СНЕГА

1. Зависимость накопления от высоты над уровнем моря и от расстояния до океана

Накопление снега на поверхности ледникового покрова является одним из основных процессов, связывающих два главных компонента географической среды южнополярной области — климат и оледенение.

Как установлено в настоящее время, основная закономерность распределения природных явлений в Антарктике заключается в зональности географической оболочки, т. е. изменении природных условий в зависимости от географической широты. В то же время, в силу особенностей рельефа антарктического ледникового покрова, в распределении физико-географических условий четко проявляется высотная поясность, обуславливающая их изменчивость в зависимости от высоты места над уровнем моря [23, 64]. Существенное влияние на скорость питания каждой отдельной точки ледникового покрова оказывает также и удаленность данной точки от источника влаги — океана. Влияние этих трех главных факторов на количество осадков определяет особенности пространственного распределения величин накопления снега на поверхности ледникового покрова.

Характер атмосферной циркуляции над Антарктикой обуславливает главную особенность распределения осадков на антарктическом ледниковом покрове — уменьшение количества осадков от побережья материка к его центру. В результате максимум осадков наблюдается на северных границах внешних шельфовых ледников, а минимум — в центральных районах материка.

Поскольку количество осадков является определяющим фактором в накоплении снега, скорость питания должна также постепенно убывать от краевой части ледникового покрова, т. е. от области дивергентных шельфовых ледников к центру Антарктического материка. Эта особенность пространственной изменчивости

накопления снега является общей закономерностью для всего ледникового покрова, однако в отдельных его областях, таких как низменные равнины шельфовых ледников, склон ледникового покрова, высокое ледниковое плато, она проявляется по-разному.

Накопление снега на равнинных пространствах шельфовых ледников в целом происходит достаточно равномерно, причем аккумуляция составляет примерно 75% от количества выпадающих осадков [14]. В районах с волнистой поверхностью на гребнях волн накапливается только 50% от накопления на равнинной поверхности, а в понижениях — 150%.

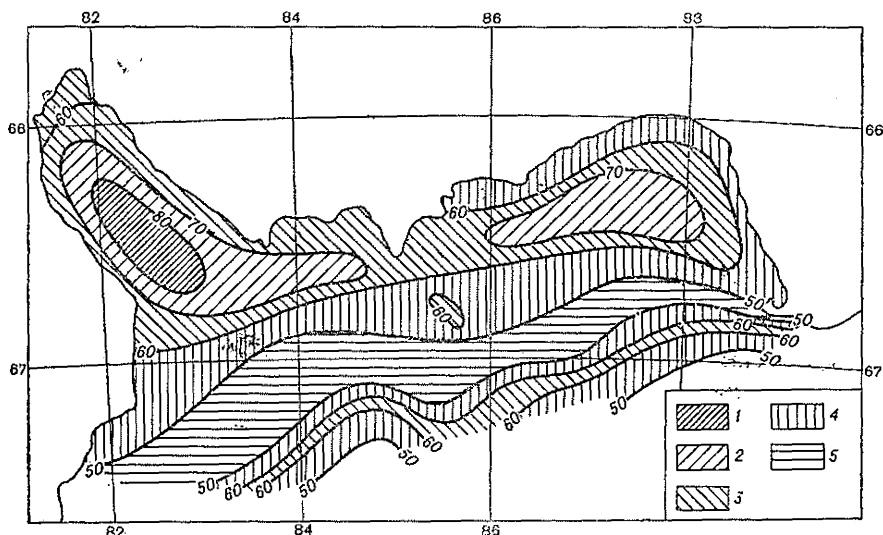


Рис. 26. Питание атмосферными осадками Западного шельфового ледника, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$:

1 — более 80; 2 — от 70 до 80; 3 — от 60 до 70; 4 — от 50 до 60; 5 — менее 50.

Наиболее равномерное накопление снега имеют внутренние (конвергентные) шельфовые ледники Росса и Фильхнера, несмотря на огромные площади, занимаемые ими. По мнению Н. И. Баркова [14], это объясняется тем, что обширные равнинные пространства этих ледников, окруженные с трех сторон склонами ледникового покрова или горными хребтами, обладают определенной изолированностью и самостоятельностью климатических условий.

В то же время накопление снега на дивергентных, выдвинутых в море шельфовых ледниках отличается большей неравномерностью, что хорошо видно на примере Западного шельфового ледника (рис. 26). Вытянутость внешних шельфовых ледников вдоль побережья материка, т. е. в зоне максимальной циклонической деятельности, окружение с трех сторон морем, наличие области абляции на южной границе создают условия для большого коле-

бания величин накопления снега в пределах одного ледника от максимальных на севере до минимальных на юге.

Средние годовые величины питания шельфовых ледников также весьма различны. Наименьшая скорость питания ($15\text{--}20 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$) наблюдается на конвергентных шельфовых ледниках Росса и Фильхнера. На дивергентных шельфовых ледниках Земли Королевы Мод она составляет $30\text{--}50 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$, а на ледниках Шеклтона и Западном — $60\text{--}80 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$. В общем эти различия согласуются с широтным положением ледников таким образом, что скорость питания уменьшается при движении к югу [14, 68, 71]. Однако во многих случаях эта общая картина нарушается. Например, ледники Бранта и Модхейм, различающиеся по широте на 6° , имеют примерно одинаковые скорости питания, а ледники Лазарев и Фимбулисен, расположенные на одной широте, различаются по скорости питания почти в полтора раза. Это объясняется неодинаковостью положения отдельных шельфовых ледников по отношению к районам стационарирования циклонов у побережья Антарктиды.

Шельфовые ледники, над которыми часто оказываются передние части циклона, или расположенные в зоне стационарирования циклонов (как, например, шельфовые ледники у Берега Нокса, Берега Эйтса, шельфовый ледник Фимбулисен), обладают повышенным накоплением снега. С другой стороны, на шельфовых ледниках, расположенных в районах развития гребней высокого давления и выноса сухого континентального воздуха (например, шельфовый ледник Лазарева), величины накопления снега значительно меньше [14].

Как известно, климатическая снеговая граница в Антарктике лежит на уровне моря, и практически весь ледниковый покров принадлежит области аккумуляции. Только на границе ледникового материкового покрова с морем или тыловыми частями шельфовых ледников наблюдаются процессы абляции, превышающие по интенсивности величину накопления снега.

Первопричина существования зоны абляции заключается в особенностях рельефа нижней части склона ледникового покрова. Большие уклоны поверхности, наблюдающиеся здесь, определяют значительные скорости стокового ветра, что вызывает, с одной стороны, снос снега, а с другой — таяние и испарение с поверхности в результате фёнового эффекта, а также испарение снега из снего-ветрового потока [64]. Испарение на побережье усиливается также и вследствие чисто радиационных причин — обращенные к морю склоны имеют преимущественно северную экспозицию.

Зона абляции опоясывает почти весь материк, протягиваясь узкой прерывистой полосой вдоль края материкового ледникового покрова, и включает в себя также тыловые границы шельфовых ледников. Ширина зоны в среднем составляет $1,5\text{--}2,0 \text{ км}$. Верхняя ее граница поднимается до высот $150\text{--}200 \text{ м}$ над уровнем моря, так что общая площадь области абляции составляет

не более 1% от территории ледникового покрова. В горных районах материка (например, Земля Эндерби, Земля Королевы Мод, Долина МГГ) участки абляции отдельными пятнами встречаются и на значительно больших высотах и большем удалении от берега [64, 71, 77, 166]. По мере удаления от области абляции, в нижних частях склона материкового ледникового покрова накопление снега быстро растет, достигая значительных величин уже на расстоянии нескольких километров.

Область аккумуляции, занимающая, как уже было указано, подавляющую часть территории антарктического ледникового покрова, делится в свою очередь на ряд зон в зависимости от особенностей процесса льдообразования, т. е. перехода накопившегося снега в фирн и лед. По мере удаления от берега океана и с увеличением

высоты места над уровнем моря наиболее теплая и влажная зона ледяного питания сменяется наиболее холодной и сухой снежной зоной.

В табл. 22 приводится положение верхних границ зон льдообразования в центральном секторе Восточной Антарктиды (для наземного ледникового покрова). В целом такое положение границ зон льдообразования можно считать типичным для наземного лед-

Таблица 22
Положение зон льдообразования в районе станции Мирный
(по В. М. Котлякову [71])

Зона	Расстояние от берега, км	Высота над уровнем моря, м
Ледяного питания	0,5—1,7	50—75
Холодная фирновая	10,0—13,0	450—550
Снежно-фирновая	50,0—100,0	900—1350
Снежная	Вся остальная территория ледникового покрова (за исключением шельфовых ледников)	

никового покрова, однако в некоторых районах Восточной Антарктиды они могут проходить несколько южнее и на больших высотах над уровнем моря. Так, на Земле Уилкса граница ледяного питания наблюдается на высотах 225—375 метров, на Земле Эндерби она проходит на высоте 250—300 м и на расстоянии 5—6 км от берега. В то же время на Земле Королевы Мод и на Земле Адели границы зон находятся несколько ниже, чем в районе станции Мирный [71].

Закономерная смена зон льдообразования по мере удаления от берега и увеличения высоты над уровнем моря наблюдается на всех участках ледникового покрова, за исключением районов, где наземный покров переходит в шельфовый ледник. Как показано Ю. А. Кручининим на примере восточной части Берега Принцессы Астрид, для шельфовых ледников типично весьма своеобразное явление, которое получило название инверсии гляциологической зональности. Оно заключается в обратной смене гляциологических зон в пределах шельфового ледника при движении с севера на юг, от его мористой до тыловой части [77].

Так, к югу от барьера шельфового ледника Новолазаревский на протяжении 110 км холодная фирновая зона сменяется фир-

ново-ледяной, а затем зоной абляции, захватывающей и часть склона наземного ледникового покрова. Далее вверх по склону наблюдается обычная смена зон: ледяная, фирново-ледяная, холодно-фирновая и т. д., т. е. чередование зон снега подчиняется законам широтной зональности и вертикальной поясности. Это вызывается как уменьшением количества осадков у подножья ледникового склона, так и увеличением таяния вследствие усиления солнечной радиации, фёнового эффекта и загрязнения поверхности мелкоземом, сносимым с выходов коренных пород.

В результате благоприятного сочетания этих факторов инверсия зональности может быть глубокой, т. е. смена зон может быть полной, вплоть до существования зоны абляции, как это наблю-

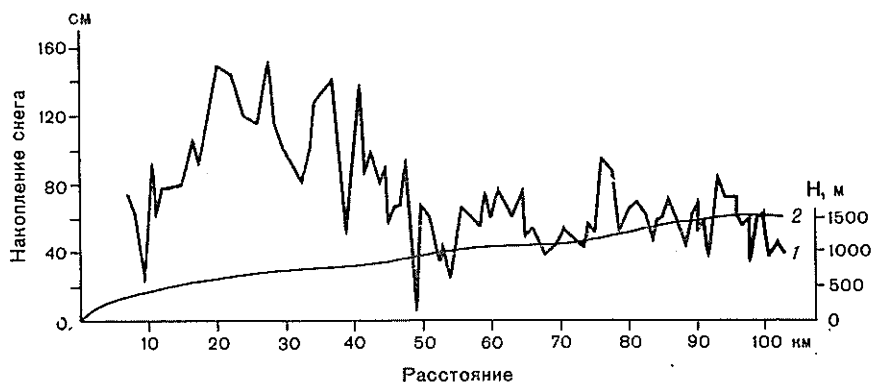


Рис. 27. Накопление снега на профиле Мирный — 105-й км:

1 — среднее накопление за 4 года (октябрь 1964 г. — ноябрь 1968 г.); 2 — профиль поверхности.

дается в районе оазиса Ширмахера и оазиса Бангера, и может выразиться лишь в смене одной-двух зон, а зона абляции будет отсутствовать [77]. Однако в целом для всего материка ее существование следует, по нашему мнению, признать типичным.

Наиболее детально исследовалось изменение величин накопления по мере удаления от берега в Восточной Антарктиде, в частности, в районах станции Мирный [17, 30, 46, 70, 113], Молодежная [21, 95, 112], Уилкс [133], Дюмон-д'Юрвиль [143, 197], Сёва [206]. Правда, основная часть данных относится к прибрежной полосе ледникового покрова.

На рис. 27 и 28 представлен ход средних многолетних величин годового накопления снега на профилях Мирный — 105-й километр и Молодежная — 200-й километр. При построении графиков использованы материалы снегомерных наблюдений по одиночным вехам, выставленным в одну линию на расстоянии 0,5—5,0 км друг от друга.

Сравнение графиков показывает общность характера пространственной изменчивости накопления в этих двух районах ледникового покрова: резкое увеличение годовых сумм от области

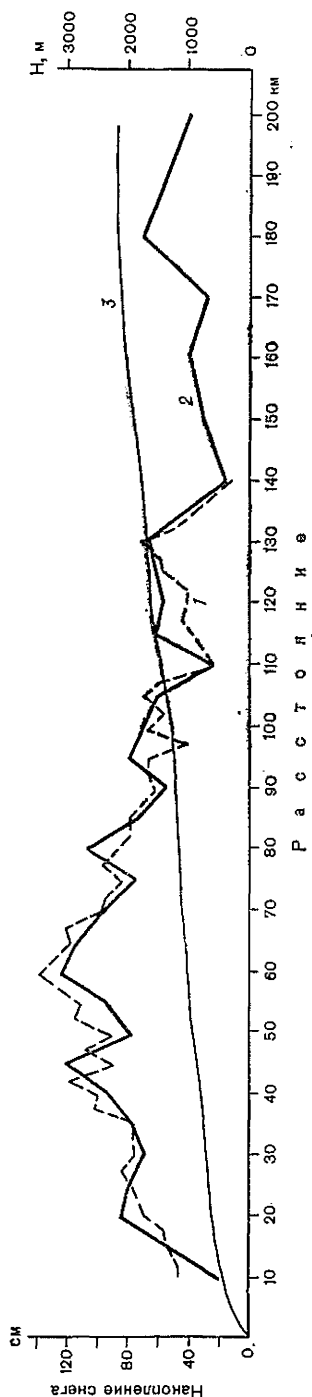


Рис. 28. Накопление снега на профиле ст. Молодежная — 200-й км;
1 — среднее за 5 лет; 2 — среднее за 2 года (1964—1966 гг.); 3 — профиль поверхности.

абляции до района максимальных величин на расстоянии нескольких десятков километров от берега и затем плавное уменьшение по мере удаления от берега. Общность характера пространственной изменчивости накопления в районе Мирного и Молодежной объясняется схожестью физико-географических условий этих районов: конфигурацией береговой черты и рельефом поверхности ледникового покрова. И в том и в другом случае береговая черта имеет плавные очертания, а поверхность ледникового покрова представляет собой слабо-холмистую наклонную равнину, полого поднимающуюся к югу. Резкие нарушения этих условий (плавности береговой черты и рельефа) приводят к значительным изменениям характера меридионального хода накопления. Наиболее показательным в этом отношении является пример участка ледникового покрова в районе станции Уилкс, где локальный ледниковый купол вдается далеко в море, а на расстоянии около 150—200 км от берега наблюдается хорошо выраженная депрессия. Величины накопления на меридиональном профиле станция Уилкс — 550-й километр за 1961 г. показаны на рис. 29 [133]. Прибрежный максимум накопления выражен здесь относительно слабо, и район, в котором он наблюдается, расположен значительно южнее, чем на Земле Эндерби или в районе станции Мирный.

Наибольшие для рассматриваемого участка величины годового накопления снега наблюдаются в области орографической депрессии, примерно в 150—200 км от берега. Далее к югу величины накопления быстро уменьшаются.

Аналогичный в общих чертах ход величин скорости литания ниж-

ней части склона материкового ледникового покрова подтверждается и наблюдениями в других районах материка.

Наиболее правильное, на наш взгляд, объяснение образования района с аномально высокой скоростью питания в краевой зоне материкового ледникового покрова дано А. И. Воскресенским [30] на примере района станции Мирный. Как видно из рис. 27, участок профиля с максимальными величинами накопления расположен на высоте 450—700 метров над уровнем моря и совпадает в основном с нижней границей слоисто-дождевых облаков, дающих основную часть осадков. При этом достаточно влажный и относительно теплый воздух соприкасается с холодной подстилающей

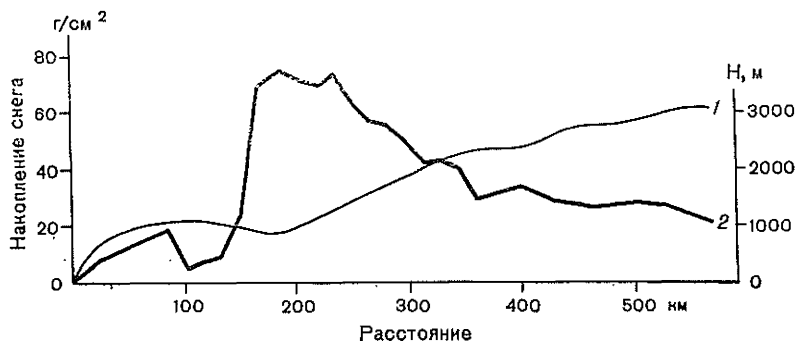


Рис. 29. Накопление снега на профиле ст. Уилкс — 550-й км (ноябрь 1960 г. — ноябрь 1961 г.):

1 — профиль поверхности; 2 — накопление снега.

поверхностью, в результате чего основная масса снега выпадает непосредственно в зоне соприкосновения [30]. Поскольку районы с максимальным накоплением на профилях Молодежная — 200-й километр и Уилкс — 550-й километр приурочены к высотам 700—1000 м над уровнем моря, естественно предположить для объяснения повышенной аккумуляции снега ту же причину.

Уменьшение величины накопления снега к северу от района максимума может быть объяснено как уменьшением осадков, так и увеличением испарения.

На границе с областями абляции уменьшение величин накопления происходит также за счет выноса снега ветром и испарения в снего-ветровом потоке.

К югу от района максимума накопление уменьшается за счет естественного снижения количества осадков по мере удаления от океана.

Характер пространственного изменения величин накопления снега во внутриконтинентальных районах показан на рис. 30, 31, 32, 33 на примере профилей Молодежная — Полюс Недоступности [95], Сёва — Южный полюс [206], Мирный — Восток, Сёва — Плато [177]. Первые два графика построены по результатам стра-

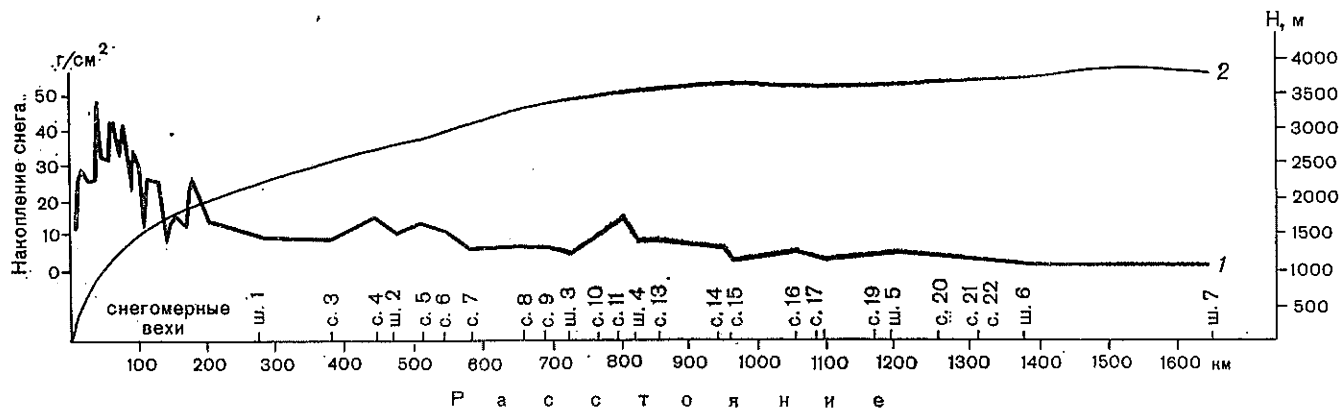


Рис. 30. Накопление снега на профиле Молодежная — Полюс Недоступности (стратиграфические наблюдения):

1 — накопление снега; 2 — профиль поверхности (с. — складина, ш. — шурф).



Рис. 31. Накопление снега на профиле Сёва — Южный полюс (стратиграфические наблюдения):

1 — накопление снега; 2 — профиль поверхности.

тиграфических наблюдений и поэтому отражают среднюю величину годового накопления. Этим и объясняется отсутствие большого разброса точек. Два других профиля получены в результате снегомерных наблюдений за один год.

Все графики показывают в общем плавное уменьшение скорости питания ледникового покрова с севера на юг. Минимальные значения аккумуляции — около $3-4 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ определены для районов станций Восток, Комсомольская, Плато, Полюс Недоступности. Следует отметить, что к югу от станций Восток и Полюс Недоступности, т. е. при движении от центра материка к побережью западного сектора накопление снега снова повышается [110].

Таким образом, если зона наибольших скоростей питания материкового ледникового покрова лежит вблизи моря и на высоте около 700—1000 м над уровнем моря, то область минимальных величин питания приурочена к наиболее удаленным от океана и в то же время наиболее высоко поднятым районам материка.

Особенно важным и интересным в исследовании пространственной изменчивости скорости питания является вопрос о зависимости величин накопления отдельно от каждого из основных параметров: географической широты, расстояния от берега и высоты над уровнем моря.

Хотя эти параметры в общем и независимы друг от друга, в Антарктиде, в силу особенностей ее географического положения, широта, высота над уровнем моря и расстояние от океана на большей части территории увеличивается при движении к центру материка, маскируя тем самым влияние каждого параметра в отдельности.

Как показано Дж. Чарльтоном и Г. Листером [141], связь скорости питания в отдельной точке антарктиче-

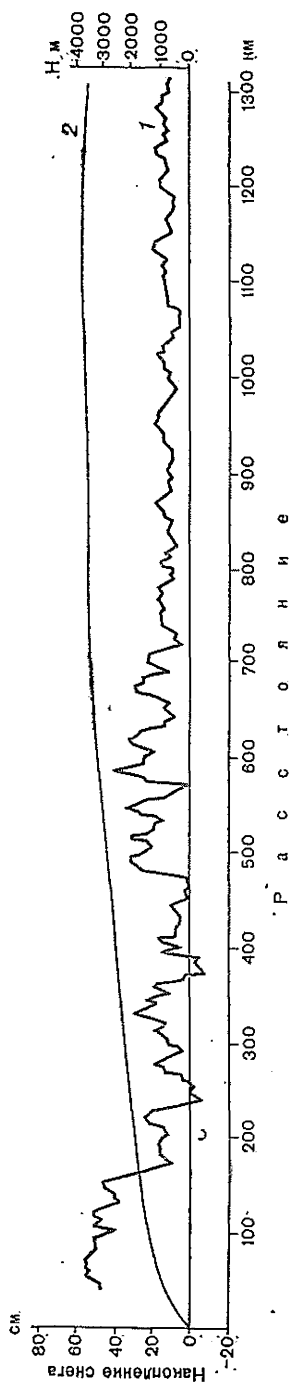


Рис. 33. Накопление снега на профиле Сёва — Плато.
1 — скользящее среднее по пяти точкам; 2 — профиль поверхности.

ского ледникового покрова с широтой места, высотой над уровнем моря и расстоянием до ближайшего океана может быть представлена в виде:

$$Y = B_0 + B_x + B_1 \frac{X_3}{X_2} + B_3 X_3 X_5, \quad (14)$$

где: Y — накопление снега,
 X_2 — широта места,
 X_3 — высота над уровнем моря,
 X_5 — расстояние до океана.

На основе этой модели с помощью ЭВМ Дж. Чарльтон и Г. Листер проанализировали данные о накоплении снега в Антарктиде, представленные на карте питания Ч. Бентли и др. [211]. Оказалось что в различных областях материка накопление снега в разной степени связано с широтой, высотой и расстоянием до моря.

Так, для Восточной Антарктиды (без Земли Королевы Мод) уравнение имеет вид:

$$Y = 269,014 - 2,377 X_2 - 26,48786 \frac{X_3}{X_2} + 0,000098 X_3 \cdot X_5. \quad (15)$$

Это уравнение, как указывают авторы [137], хорошо объясняет около 70% имеющихся данных, причем уменьшение района исследований может значительно повысить эту цифру. При этом наибольшее значение для Восточной Антарктиды имеет, как следует из уравнения, параметр широты (X_2).

Для Западной Антарктиды уравнение получено в виде:

$$Y = 33,46 - 0,1356 X_5 + 0,001352 X_2 \cdot X_5. \quad (16)$$

Наибольшее значение для скорости питания ледникового покрова в этой области имеет расстояние от ближайшего источника влаги (X_5).

В центральных районах материка, значительно удаленных от океана, определяющими параметрами накопления являются высота над уровнем моря (X_3) и широта места (X_2).

Уравнение для Центральной Антарктиды имеет вид:

$$Y = 169,50 + 1,944 X_2 + 0,9861 X_3 - 0,000692 X_3^2 - 0,00894 X_2 \cdot X_3. \quad (17)$$

Для всего антарктического ледникового покрова (включая и шельфовые ледники) зависимость скорости питания и широты, высоты и расстояния до океана получена в виде:

$$Y = +179,0 - 2,015 X_2 - 0,4297 X_3 - 0,0157 X_5 - 0,000402 X_3^2 + 0,006320 X_2 X_5 + 0,000065 X_3 X_5. \quad (18)$$

Причем объясняются только 60% колебаний величин накопления, а каждый член этого уравнения, как показал анализ, имеет следующий вес:

$$\begin{aligned} X_5 &— 37\%; \quad X_3 — 10\%; \quad X_3 X_5 — 6\%; \\ X_3^2 &— 3\%; \quad X_2 — 3\%; \quad X_2 X_3 — 1\%. \end{aligned}$$

Материалы, использованные Дж. Чарльтоном и Г. Листером для анализа, весьма разнородны, поскольку они получены в результате как снегомерных, так и различного рода стратиграфических наблюдений за неодинаковые по продолжительности периоды времени. Кроме того, неодинакова и степень изученности скорости питания в различных по физико-географическим условиям районам ледникового покрова.

В связи с этим нами была предпринята попытка установить форму и степень связи скорости питания с расстоянием от океана и высотой над уровнем моря на однородном материале, относящемся к одному меридиональному профилю. С этой целью в период работы 15-й Советской антарктической экспедиции был установлен снегомерный профиль между станциями Мирный и Восток длиной около 1400 км. Общее число вех на профиле, выставленных в линию, 671, причем на участке до 105-го километра расстояние между ними от 0,5 до 1 км, на участке 105-й — 882-й километр — около 2 км, и на участке 882-й километр — станция Восток — около 3 км. В районах 195-й километр от Мирного, станций Пионерская, Восток I, Комсомольская и Восток рядом с профилем были также установлены опорные снегомерные полигоны, представляющие собой два взаимно перпендикулярных профиля длиной 1 км каждый с общим числом вех на полигоне 40 (на станции Восток — 80). Профиль и полигоны были установлены в период с 24 января по 22 февраля 1970 г., а ровно через год, с 23 января по 20 февраля 1971 г., были выполнены первые наблюдения.

На рис. 32 представлено изменение величины скорости накопления снега за год на профиле Мирный — Восток в зависимости от расстояния до берега океана. При этом, поскольку береговая линия центрального сектора Восточной Антарктиды, в котором установлен профиль, имеет в первом приближении широтное положение, принималось, что ближайшим к любой точке профиля районном океана являются моря индийского сектора Южного океана. Кроме того, вследствие особенностей конфигурации побережья в исследуемом районе и расположения профиля практически вдоль меридиана, изменение параметра географической широты для данного профиля практически соответствует изменению расстояния от берега. Правда, южная часть профиля (район станции Восток) в какой-то мере находится также под влиянием воздушных масс, приходящих из района моря Росса.

На рис. 32 отчетливо видно, что накопление снега, достигнув максимальных значений вблизи побережья, затем плавно уменьшается по мере удаления от берега. Минимальные величины скорости питания наблюдаются в районе, расположенном южнее стан-

станции Комсомольская. Далее, к станции Восток, накопление снега снова несколько увеличивается, что, как ранее было отмечено В. Г. Аверьяновым и В. М. Котляковым, подтверждает существование связи района станции Восток с тихоокеанским сектором.

Достоверность указанного хода подтверждается и данными опорных полигонов, точки которых лежат в центрах полей точек, относящихся к районам установки полигонов.

Для установления формы и степени связи между накоплением снега на профиле Мирный — Восток и расстоянием от океана был выполнен корреляционный анализ по схеме парной корреляции $y=f(l)$. Вычисления выполнены на ЭВМ БЭСМ-2М для трех видов корреляционной зависимости: прямой, параболы и гиперболы. Коэффициенты корреляции (η) соответственно получены равными 0,68; 0,75; 0,68, т. е. при параболической зависимости обнаружена весьма тесная связь между величиной накопления снега и удаленностью точки от индийского сектора Южного океана.

Наиболее интересным участком профиля является район между областью максимального накопления на севере, в береговой зоне, и областью минимального накопления южнее станции Комсомольской, т. е. в интервале расстояний между 30-м и 800-м километрами. Предварительный анализ величин накопления на этом участке показал, что корреляционная зависимость годовой величины накопления от расстояния до океана может быть выражена показательной функцией:

$$Y = ae^{b \cdot l} + c. \quad (19)$$

Подбор параметров a , b и c методом наименьших квадратов с помощью логарифмического преобразования позволяет в первом приближении получить эмпирическую формулу зависимости скорости питания ледникового покрова от расстояния до берега океана в виде:

$$Y = 120e^{-0,008l} + 25, \quad \eta = 0,70, \quad (20)$$

где Y — накопление снега, см · год⁻¹;

l — расстояние до берега океана, км.

Для участка профиля от 800 до 1200 км (т. е. до района с минимальным накоплением) зависимость накопления от расстояния до океана имеет линейный характер и может быть представлена в виде:

$$Y = -0,025l + 40, \quad \eta = 0,75. \quad (21)$$

Рассмотрим теперь зависимость скорости питания ледникового покрова от высоты места над уровнем моря. График связи $y=f(h)$ приводится на рис. 34.

В общем для всего профиля Мирный — Восток (за исключением узкой прибрежной полосы) накопление снега обратно пропорционально высоте над уровнем моря. Корреляционный анализ был проведен также с помощью ЭВМ БЭСМ-2М для трех видов за-

зависимости: прямолинейной, параболической и гиперболической. Коэффициенты корреляции были получены соответственно равными 0,74, 0,75, 0,66. Таким образом, установлено, что уменьшение скорости питания ледникового покрова атмосферными осадками связано почти в равной степени с увеличением как расстояния от источника питания — океана, так и высоты над уровнем моря.

Следует отметить, что линия прямолинейной связи (линия прямолинейной регрессии) проходит на рис. 34 практически через точки трех из пяти опорных снегомерных полигонов (районы 195-го километра, станций Пионерская и Восток I). Значения двух остальных, расположенных в районе станций Комсомольская и Восток, т. е. примерно на одной высоте, лежат в непосредственной близости от прямой связи и на равных расстояниях от нее.

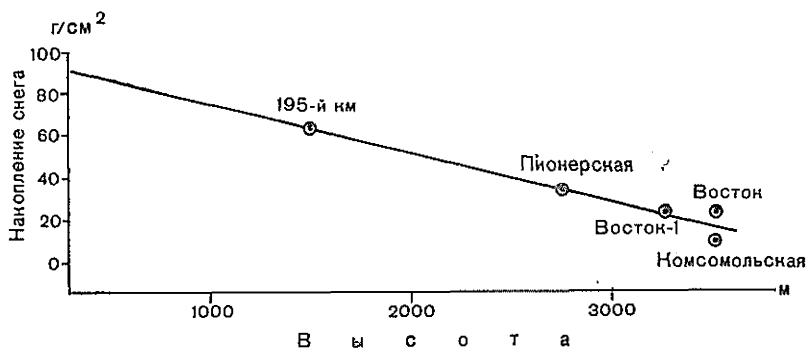


Рис. 34. Зависимость накопления снега от высоты над уровнем моря на профиле Мирный — Восток.

Вероятно, характер связи накопления снега с высотой над уровнем моря различен в центральных районах ледникового покрова (станции Комсомольская и Восток) и на склоне ледникового покрова (195-й километр, Пионерская, Восток I). Кроме того, следует иметь в виду, что станции Комсомольская и Восток лежат по разные стороны от района с максимальными высотами ледникового покрова на исследуемом профиле.

Материалы снегомерных наблюдений на профиле Мирный — Восток были также подвергнуты корреляционному анализу для установления характера множественной связи $y = f(l, h)$. Обработка была выполнена для трех видов корреляционной связи: прямолинейной, параболической и гиперболической. В результате было установлено, что наиболее тесная связь ($\eta = 0,75 - 0,80$) наблюдается при параболической зависимости, которая может быть представлена в виде:

$$y = \beta_1 + \beta_2 l + \beta_3 h + \beta_4 l^2 + \beta_5 l h + \beta_6 h^2 \quad (22)$$

или с числовыми коэффициентами:

$$y = 90,718276 - 0,015722 l - 0,017293 h.$$

Поскольку измерения по вехам проводятся с точностью до 1 см, уравнение (22) для практического использования может быть записано в сокращенном виде:

$$y = 91 - 0,016 l - 0,017 h. \quad (23)$$

Уравнение (23) было использовано нами при составлении карты годовых величин питания антарктического ледникового покрова атмосферными осадками (рис. 35) для определения величин накопления снега в тех районах Восточной Антарктиды, где отсутствуют фактические данные и которые по своим физико-географическим особенностям мало отличаются от профиля Мирный — Восток.

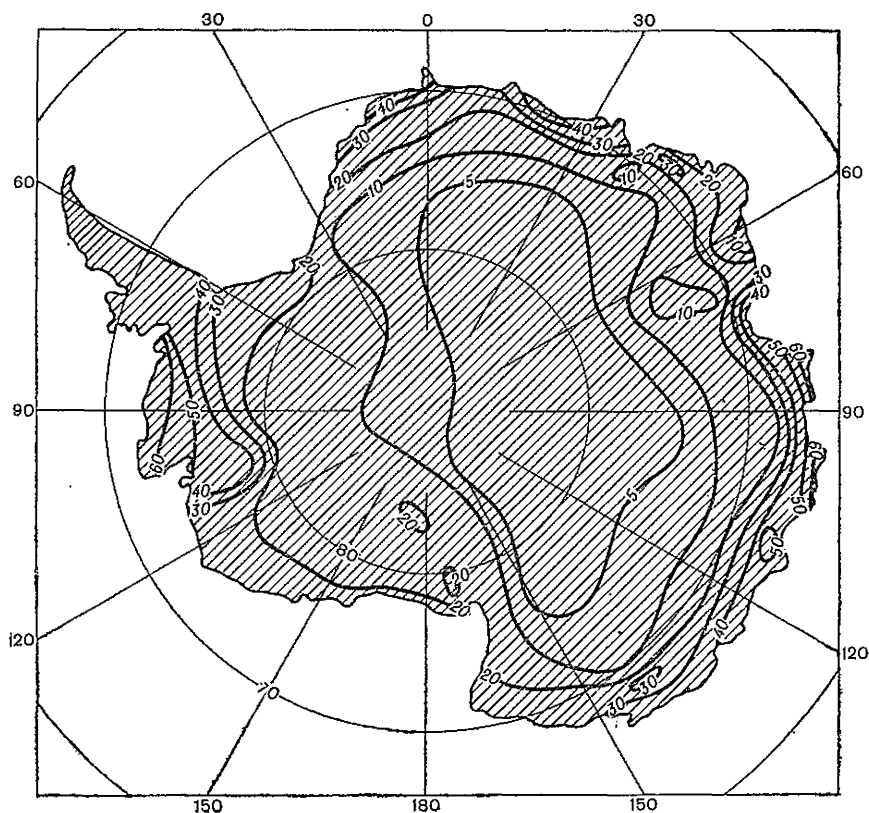


Рис. 35. Карта-схема питания ледникового покрова Антарктиды, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

2. Зависимость накопления от рельефа

На фоне общего плавного уменьшения от краевой части к центру ледникового покрова значения скорости питания испытывают заметные колебания. При этом, кроме локальных колебаний, вызванных неравномерностью накопления из-за неровностей микрорельефа, в ходе сглаженных по 10 точкам значений величины накопления на профиле Мирный — Восток присутствует заметная периодическая составляющая (см. рис. 32).

Наиболее вероятной причиной периодической смены участков с повышенной и пониженной скоростью питания является волнообразный характер рельефа поверхности ледникового покрова. Правильное чередование пологих ложбин, шириной от 2 до 6 км, и плавных повышений, расположенных перпендикулярно преобладающему направлению ветра, на профиле Мирный — Пионерская было впервые отмечено Л. Д. Долгушиным [43].

Подобные «волны» рельефа с относительными превышениями (10—15 м) отмечены в районе станции Молодежная [94, 112], где подъем поверхности ледникового покрова носит ступенчатый характер. Ступенчатость склона ледникового покрова наблюдалась на Земле Королевы Мод, Земле Адели, Уилкса и в других районах материка [133, 143, 243]. Поскольку наиболее ярко волнистость рельефа выражена в нижней части склона ледникового покрова, колебания накопления, обусловленные ею, наблюдаются здесь достаточно четко.

В общем повышенное накопление снега наблюдается во всех случаях в нижних частях депрессий, а пониженное по сравнению со средним — на гребнях возвышенностей. Однако более тщательный анализ, проведенный Н. И. Барковым и В. Б. Ивановым [17] для района станции Мирный и В. Баддом для района станции Уилкс [133], показал, что экстремальные значения накопления не приурочены точно к экстремальным участкам рельефа.

На рис. 36 показана связь величины накопления снега с относительной высотой поверхности и уклоном для одного из участков меридионального профиля на Земле Уилкса [133]. Накопление снега измерялось по снегомерным вехам, стоящим друг от друга на 1,6 км. Относительная высота каждой точки получена как разность между высотой точки над уровнем моря и сглаженной по 10 точкам средней высотой. Кривая уклонов представляет средний уклон поверхности в районе установки вех. Каждая кривая была сглажена согласно формуле:

$$X'_i = \frac{X_{i-1} + 2X_i + X_{i+1}}{4}. \quad (24)$$

Сравнение графиков накопления с относительной высотой поверхности показывает, что минимальное накопление тяготеет к верхней части подветренного склона, а наибольшее — к нижней части наветренного склона ложбин. Так как ложбины расположены

поперек склона ледникового покрова, наветренными по отношению к преобладавшему направлению ветра оказываются склоны южной экспозиции, а подветренными — северной экспозиции.

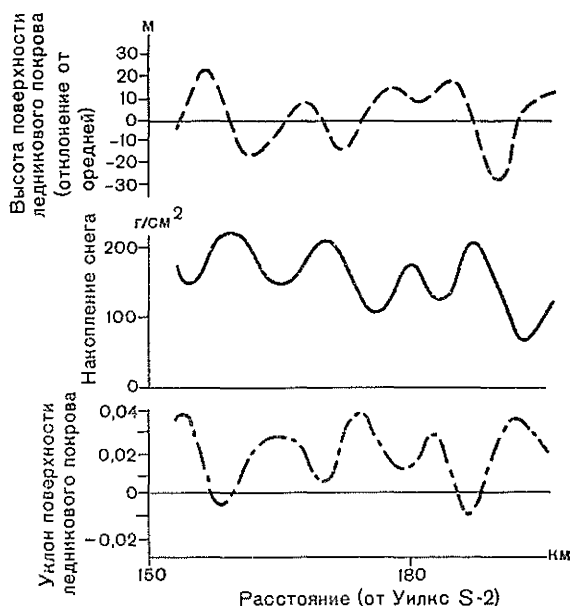


Рис. 36. Связь накопления снега с относительным превышением и величиной уклона в районе станции Уулукс.

Еще более тесная связь величины накопления обнаруживается с величиной и знаком уклона поверхности. Кривые уклонов и накопления совпадают, что хорошо видно на рис. 36, как по фазе, так и по относительным колебаниям. На основании этих материалов В. Бадд получил следующее выражение зависимости аккумуляции снега от относительного превышения и уклона поверхности:

$$A = -0,85 S - 0,21 \varepsilon, \quad (25)$$

где A — отклонение величины накопления снега от среднего, см,
 S — отклонение величины уклона от среднего,
 ε — относительное превышение.

Тесная связь количества отложенного снега с уклоном поверхности подтверждается также наблюдениями Я. П. Кобленца [59] в районе станции Молодежная. Анализируя распределение высот снежного покрова, лежащего на поверхности фирново-ледяной корки в зоне интенсивного летнего таяния и метелевого сноса снега, он получил зависимость высоты снега от уклона поверхности в виде:

$$H = 59,98 - 2,51 \operatorname{tg} \alpha - 52914 \operatorname{tg}^2 \alpha + 668826 \operatorname{tg}^3 \alpha, \quad (26)$$

где H — высота снега, см,
 α — угол наклона поверхности.

Однако полученные зависимости не могут, вероятно, быть применены ко всем районам ледникового склона, что объясняется как различной величиной общего уклона поверхности, так и различиями форм мезорельефа поверхности.



Рис. 37. Сглаженные значения уклонов поверхности ледника (1) и величин снегонакопления в 1957 (2) и 1960 (3) гг. на профиле Мирный — 23-й км.

Так, исследования Н. И. Баркова и В. Б. Иванова на участке склона ледникового покрова между станцией Мирный и 23-м километром, хотя и подтвердили тесную связь накопления снега с уклоном поверхности, но дали несколько иную картину распределения участков пониженного и повышенного отложения снега.

Сопоставляя кривые снегонакопления и уклонов поверхности (рис. 37) на профиле Мирный — 23-й километр, Н. И. Барков и В. Б. Иванов пришли к выводу, что на склонах северной экспозиции с уклонами 0,04—0,06 снега накапливается больше, чем на соседних, менее крутых участках.

Кажущееся на первый взгляд противоречие может быть легко объяснено, если принять во внимание большую величину уклонов в этом районе, чем на участке, исследованном В. Баддом, и расположение самого района на более крутой части ледникового склона. Расположенные поперек склона пологие ложбины шириной 3—5 км и глубиной 10—20 м выступают здесь как препятствия для приземного ветра. Южные склоны ложбин оказываются подветренными, и в образующейся ветровой тени даже самое незначительное уменьшение скорости приводит к повышенному накоплению снега. Ветры в этих районах характеризуются постоянством направления и большой повторяемостью, поэтому различия в накоплении снега проявляются вполне определенно.

Таким образом, распределение величин накопления снега по элементам форм мезорельефа поверхности ледникового покрова имеет достаточно сложный и разнообразный характер, что следует учитывать при выборе мест для проведения снегомерных наблюдений. При этом снегомерные площадки следует устанавливать не в районах с минимальными уклонами поверхности, как это

рекомендуется в условиях средней полосы территории СССР, а в районах, где уклон поверхности близок к средним значениям для исследуемой области.

3. Пространственное распределение годовых величин накопления снега

Взаимодействие климатических факторов с условиями рельефа ледникового покрова и удаленностью от океана приводит к значительным колебаниям скорости питания в различных районах материка. На рис. 35 представлена карта-схема распределения средних многолетних значений величин годового накопления снега на поверхности антарктического ледникового покрова. В качестве основных материалов для построения карты использованы результаты снегомерных наблюдений на советских и иностранных станциях: Мирный, Восток, Молодежная, Бэрд, Амундсен-Скотт, Уилкс, Моусон, Полюс Недоступности, Плато, Саут-Айс и некоторых других, поскольку именно с помощью этих наблюдений получены наиболее качественные данные о годовых суммах накопления.

Вторым источником материалов для построения карты служили результаты наблюдений на снегомерных меридиональных профилях: Мирный — Восток, Сёва — Плато, Молодежная — 200-й километр, Уилкс — 550-й километр, а также наблюдения по снегомерным вехам на шельфовых ледниках Росса, Модхейм и Лазарев, в районах станций Дюмон-д'Юрвиль и Бэрд.

Для построения изолиний во внутриконтинентальных районах материка были использованы результаты стратиграфических исследований, проведенных на профилях Молодежная — Полюс Недоступности, Сёва — Южный полюс, Южный полюс — Полюс Недоступности — Плато — центральная часть Земли Королевы Мод, а также результаты стратиграфических исследований, проведенных экспедициями США в Западной Антарктиде. При обработке профильных наблюдений, как снегомерных, так и стратиграфических, использовался следующий метод. Для каждого отдельного маршрута строился график связи между величиной годового накопления и расстоянием. Затем проводилось графическое сглаживание и с полученной кривой снимались данные для нанесения их на карту масштаба 1 : 10 000 000, уменьшенная копия которой приводится на рис. 35.

Полученная карта-схема, несмотря на разнородность материала по охватываемому периоду наблюдений, характеризует среднее годовое накопление снега в 1950—1970 гг. Из-за малого масштаба на карте-схеме питания ледникового покрова не показана зона абляции в краевой части ледникового покрова.

Для получения средней величины накопления снега за год на территории антарктического ледникового покрова было выполнено планиметрирование, результаты которого по отдельным ступеням накопления приводятся в табл. 23.

Анализ карты-схемы распределения средних величин годовой скорости питания и табл. 23 показывает:

1. В общем для всего антарктического ледникового покрова характерно равномерное убывание величины накопления от края ледникового покрова к его центру. Принципиальная схема распределения скоростей питания на типичном меридиональном профиле может быть представлена в виде, показанном на рис. 38.

2. 44% площади ледникового покрова, т. е. практически вся территория Центральной Антарктиды, имеет скорость атмосферного питания менее $10 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. В наиболее удаленных от океана

Распределение накопления снега

Пределы накопления, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	Среднее накопление, $\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$	Площадь ледникового покрова, %
до 5,0	4,0	22,3
5—10	7,5	21,9
10—20	15,0	30,4
20—30	25,0	14,0
30—40	35,0	4,0
40—50	45,0	5,0
50—60	55,0	1,4
>60	63,0	1,0

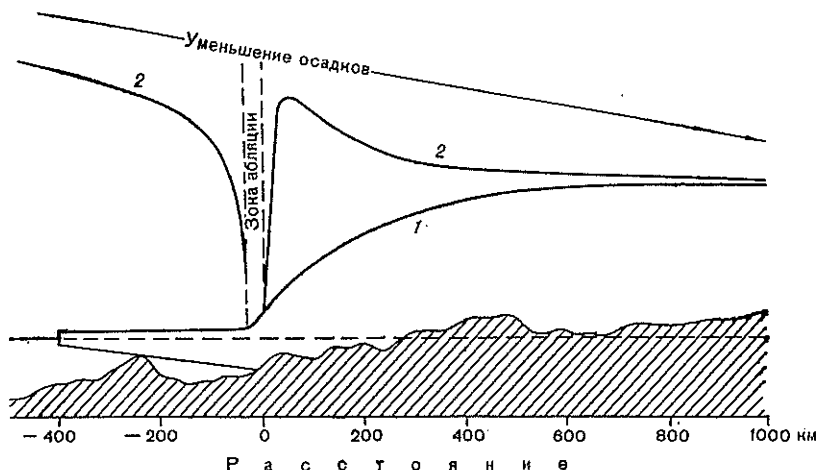


Рис. 38. Схема изменения скорости питания на меридиональном профиле:
1 — поверхность ледникового покрова; 2 — накопление снега.

и возвышенных районах Восточной Антарктиды, охватывающих более 20% площади материка, накопление снега составляет менее $5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Увеличение области ледникового покрова с минимальными величинами скорости питания на представленной карте по сравнению с картами питания, опубликованными ранее [71], связано с получением в последнее время более достоверных сведений о величине накопления в районе станций Восток, Плато, Полюс Недоступности с помощью снегомерных и геохимических наблюдений.

3. Области максимального накопления снега наблюдаются в Западной Антарктиде (Земля Элсуэрта) и в краевой части центрального сектора Восточной Антарктиды.

Краевая часть ледникового покрова в районе Земли Королевы Мод, Земли Эндерби, а также Земли Бэрда, Земли Виктории и Земли Адели имеет несколько меньшие величины питания.

Таким образом, наиболее интенсивное питание ледникового покрова происходит в восточной части тихоокеанского сектора и в индийском секторе.

Накопление снега в Антарктическом секторе и западной части тихоокеанского сектора происходит значительно менее интенсивно.

4. Сопоставление схемы распределения скоростей атмосферного питания ледникового покрова со схемой траекторий циклонов над Антарктикой показало, что в районах стационарирования циклонов, вдоль восточной периферии которых на ледниковый покров поступает относительно влажный воздух, накопление снега повышено, а в районах частого положения гребней высокого давления аккумуляция снега понижена. Однако различия эти заметны главным образом в узкой прибрежной полосе, охватывающей шельфовые ледники и нижнюю часть склона наземного ледникового покрова.

5. Средняя величина годового накопления, т. е. средняя скорость атмосферного питания антарктического ледникового покрова, полученная планиметрированием, равняется $15 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Анализ использованных при составлении карты материалов показывает, что ошибка этой величины не должна превышать 15%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение атмосферного питания антарктического ледникового покрова, начавшееся вместе с организацией первых стационарных исследований, особенно широкое развитие получило в период 50—60-х годов. В результате этих исследований получены необходимые сведения о временной изменчивости величин накопления снега (годовом ходе, многолетней изменчивости, периодичности) и пространственном распределении величин скорости питания, их зависимости от физико-географических условий. Наряду с этим, в исследовании пространственно-временных характеристик питания ледникового покрова атмосферными осадками имеется ряд существенных недостатков как в региональном, так и проблемном плане, выражающихся в недостаточности данных о внутригодовом и межгодовом распределении величин накопления для центральных районов материка, слабой изученности многих крупных районов ледникового покрова, недостатках стратиграфического метода определения величин накопления. Однако не снижающаяся активность ряда стран (главным образом СССР) в гляциологических исследованиях Антарктиды (и в том числе в изучении комплекса вопросов, связанных с питанием ледникового покрова) дают полное основание считать, что эти пробелы будут ликвидированы в ближайшее время.

Проведенный в работе анализ климатических факторов, определяющих выпадение и отложение осадков на поверхности антарктического ледникового покрова, показал, что современные климатические условия вполне благоприятны для питания ледникового покрова Антарктиды атмосферной влагой.

Для атмосферной циркуляции над Антарктидой, наряду с зональными имеют большое значение меридиональные процессы, приводящие к поступлению на материк влажных морских воздушных масс. Наибольшая повторяемость меридиональной формы циркуляции наблюдается в зимний период, что, естественно, отражается на годовом ходе питания ледникового покрова. При хорошо развитой меридиональной форме циркуляции морские воздушные массы проникают и в центральные районы материка, поднятые на высоту более 3000 м над уровнем моря, по траекториям.

тесно связанным с орографическими депрессиями ледникового покрова.

Наибольшую повторяемость как в прибрежных, так и в центральных районах материка имеют воздушные массы антарктического происхождения — морские и континентальные. Однако основным источником влаги на большей части территории ледникового покрова являются относительно теплые и богатые влагой умеренные и тропические воздушные массы океанического происхождения.

Судя по значениям удельной влажности на побережье Восточной Антарктиды, запас влаги в атмосфере над антарктическим ледниковым покровом в течение года значительно меньше, чем в Арктике. Так, среднее годовое значение удельной влажности в Мирном равно $1,4 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$, в то время как на острове Диксон оно составляет $2,3 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$.

Изменчивость влагосодержания атмосферы над антарктическим ледниковым покровом тесно связана с повторяемостью той или иной формы циркуляции, при этом развитие меридиональных процессов и активизация деятельности южнополярного фронта приводят к увеличению удельной влажности, а усиление зональных процессов — к уменьшению влагосодержания.

В общем для всего ледникового покрова как в среднем за год, так и для теплого и холодного сезонов, результирующий перенос массы воздуха и влаги через границу материка в стратосфере и верхней тропосфере (примерно в слое от 4 км и выше) направлен на юг, т. е. приток влаги во внутриконтинентальные районы материка превышает отток влаги из них, в то время как в нижней тропосфере наблюдается компенсационный перенос воздуха на север и, вместе с ним, вынос влаги за пределы ледникового покрова. Слой, для которого горизонтальный перенос массы равен нулю, находится примерно на уровне поверхности 600 мб.

Анализ распределения переноса влаги над ледниковым покровом от его края к центру по направлениям показал, что в процентном отношении большая часть годового количества влаги во внутриконтинентальные районы материка приходит из северного квадранта, в то время как для краевой части ледникового покрова характерно более равномерное распределение относительных величин переноса как по направлениям, так и по сезонам года, что хорошо согласуется с общей схемой циркуляции атмосферы над Антарктикой.

В атмосферном питании ледникового покрова принимают участие следующие виды осадков:

- 1) собственные осадки, выпадающие из облаков и подразделяющиеся в зависимости от происхождения облачности на внутримассовые и фронтальные,

- 2) ледяные кристаллы (иглы), образующиеся в результате сублимации водяного пара непосредственно из воздуха в нижних слоях атмосферы,

3) иней (изморозь), т. е. сублимация водяного пара на поверхности ледникового покрова или внутри снежного покрова.

Повторяемость осадков из облаков в краевой части ледникового покрова составляет более 20—30%, а во внутриконтинентальных районах — 10—20%. Выпадение ледяных игл в центральных районах регистрируется в течение большей части года (около 70—80%), на склоне ледникового покрова они наблюдаются значительно реже (20%), а на побережье число дней с ледяными иглами незначительно. Иней отмечается в Центральной Антарктиде в среднем для 60—70% дней в году, а в краевой части — только примерно для 10%. Образование изморози, наблюдаемое главным образом на шельфовых ледниках, регистрируется примерно для 25% дней в году.

Установлено, что в общей массе атмосферного питания ледникового покрова осадки, выпадающие из облаков, составляют более 90% на шельфовых ледниках и в нижней части склона, около 60% — на склоне ледникового покрова, и около 40% — в Центральной Антарктиде. Ледяные иглы составляют 20—30% во внутриконтинентальных районах материка. Иней (или изморозь) наибольшее значение (около 40%) имеет в Центральной Антарктиде. На склоне ледникового покрова и на шельфовых ледниках вклад инея (или изморози) незначителен и не превышает 10%.

Данные осадкомеров в настоящее время могут использоваться для определения накопления снега весьма ограниченно вследствие больших ошибок измерений. Ошибки в показаниях осадкомеров возникают главным образом в результате заноса снега, поднятого ветром с поверхности. В краевой части ледникового покрова количество заносимого снега составляет около 30% от показания осадкомера, в Центральной Антарктиде оно может быть оценено величиной порядка 40—50%. Однако большая межгодовая изменчивость этих величин не позволяет в настоящее время вывести надежный поправочный коэффициент.

Снегомерные наблюдения применяются для получения надежных средних величин накопления снега на большой площади, для изучения внутригодовой и многолетней изменчивости снегонакопления.

Стратиграфические наблюдения применяются главным образом для изучения многолетней изменчивости накопления снега.

Основным фактором, определяющим неравномерность накопления снега, является ветер, воздействие которого сказывается на процессе первоначального отложения осадков, а также приводит к переносу и перераспределению отложенного снега.

Наибольшая изменчивость мощности слоя накопления и наиболее интенсивное развитие микрорельефа снежной поверхности наблюдается в холодный и переходные периоды года. В летний период значительное развитие приобретают процессы сглаживания микрорельефа.

В общем для всего антарктического ледникового покрова слой накопления осадков за определенный период представляет собой

чередование микроучастков с повышенной или пониженной мощностью, что выражается на поверхности сложной системой форм микрорельефа.

Размеры форм микрорельефа колеблются в значительных пределах (высота от 1—2 см до 1,5 м, протяженность от десятков сантиметров до нескольких метров, а в исключительных случаях даже до сотен метров). В значительной мере размеры форм микрорельефа зависят от скорости ветра и величины накопления, поэтому их размеры уменьшаются по мере движения от края ледникового покрова к его центру.

Установлено, что в среднем высота микрорельефа соизмерима с мощностью годового слоя накопления, что позволяет по микрорельефу приблизительно оценивать мощности накопления снега. Сравнение точности средних величин накопления, полученных с помощью веховой снегомерной площадки и тросовых профилей на одной и той же площади, показало, что уменьшение размеров площадки приводит к увеличению ошибки в определении средней величины накопления. Увеличение количества точек наблюдений при этом повышения точности не дает. При наблюдениях за накоплением снега по одной вехе надежная средняя величина для исследуемого района может быть получена только при достаточно длительном периоде наблюдений.

Анализ пространственных колебаний величин накопления снега в краевой части ледникового покрова (район станции Молодежная) с использованием структурной функции, как основной характеристики, показал, что изменчивость мощности слоя накопления у границы зоны аккумуляции весьма велика: средняя величина дисперсии равна 170,04 см, насыщающее значение структурной функции 340,08 см, а критический интервал, на котором достигается насыщение, оказался равным 550 м.

На основе определения оптимальных размеров длины снегомерного маршрута и количества точек на нем предлагается принять на советских и иностранных станциях методику наблюдений с расстояниями между промерными точками 1—15 м и длиной промерной линии 40—100 м заменить наблюдениями, охватывающими площадь не менее 1 км².

Оценка результатов определения величины годового накопления снега на снегомерных полигонах профиля Мирный — Восток показала, что при площади наблюдений в 1 км² и количестве вех в пунктах 195-й километр, Пионерская, Восток I и Комсомольская, равно 40, а на Востоке — 80, размещенных в виде двух взаимно перпендикулярных профилей, коэффициент вариации результата колеблется от 4% в районе 195-го километра до 9% в районе Востока I и Востока.

Сезонные различия приземных метеорологических условий обуславливают тектурные особенности и физико-механические свойства слоев снега и фирна, отложенных и подвергшихся метаморфизму в разные сезоны года, что является основой для использо-

вания полевых стратиграфических исследований на всей территории ледникового покрова.

Для краевой части ледникового покрова и в особенности для шельфовых ледников главным показателем для выделения годовых слоев являются текстурные особенности, сформировавшиеся в результате таяния поверхности и инфильтрации талых вод. Для внутриматериковых районов, представляющих большую часть ледникового покрова, таким показателем служат радиационные фирново-ледяные корки и горизонты разрыхления.

Наиболее перспективным и достоверным способом определения средней многолетней величины накопления является метод, основанный на обнаружении в разрезе маркирующего слоя, образовавшегося после испытаний термоядерного оружия и обладающего повышенной радиоактивностью.

Репрезентативность величин, полученных стратиграфическим методом по отношению к исследуемому району, полностью аналогична снегомерным наблюдениям по одной вехе в этом районе и растет при увеличении количества вскрытых годовых слоев.

Как показывают снегомерные наблюдения в отдельных точках поверхности ледникового покрова (за исключением шельфовых ледников), слой накопления в результате метелевого переноса может не образовываться в течение года или даже нескольких лет, причем вероятность этого явления обратно пропорциональна скорости накопления снега. Так, для района станции Пионерская она составляет 2%, для района станции Плато — около 8%, станции Восток — около 20%.

Годовой ход накопления снега, являющийся следствием, с одной стороны, сезонного хода осадков, а с другой, — внутригодовой изменчивости метеорологических условий, вызывающих абляцию поверхности ледникового покрова, в среднем для всего материка характеризуется наличием двух минимумов и двух максимумов накопления. Особенности сезонного хода аккумуляции в различных районах материка достаточно хорошо соответствуют высотной поясности ледникового покрова. Наиболее рельефно сезонность накопления проявляется в области шельфовых ледников, а относительно равномерный ход накопления в течение года наблюдается на склоне ледникового покрова.

Минимум в ходе накопления приурочен на всей территории ледникового покрова к летнему периоду. Второй минимум, падающий на различные периоды зимы, выражен значительно слабее. Максимальные месячные суммы накопления наблюдаются на шельфовых ледниках и в прибрежной части наземного ледникового покрова в переходные периоды. На подавляющей же части ледникового покрова максимумы накопления приходятся на начало и конец холодного периода.

Месячные суммы накопления сильно изменяются от года к году: так, для района станции Восток средние квадратические отклонения месячных величин от средних многолетних значений колеблются от 63% в декабре до 820% в феврале.

Анализом многолетней изменчивости годовых величин накопления снега в 14 пунктах антарктического ледникового покрова, проведенным по методу В. Конрада [138], установлено, что аномалии изменчивости на всей территории Антарктиды отрицательны и изменяются от минус 2—5% на береговых станциях до минус 8—16% на внутриконтинентальных. Это показывает, что многолетняя изменчивость накопления на поверхности ледникового покрова Антарктиды меньше нормальной, что характерно для районов земного шара, отличающихся постоянством климатических характеристик во времени.

Относительные аккумуляционные показатели, вычисленные для первой половины 20-го века и представляющие собой выраженное в процентах отношение осредненной за пять лет величины накопления к среднему многолетнему значению, свидетельствуют, что в начале нашего столетия аккумуляция снега на территории материка, расположенной к западу от главного ледораздела, была несколько ниже многолетней нормы, затем она повысилась, достигнув максимума примерно в 20—30-е годы, и снова понизилась в 40—50-е годы. Повышение накопления снега в середине исследуемого периода сопровождалось отчетливым понижением годовых температур воздуха на Южных Оркнейских островах.

Применение весовых коэффициентов, показывающих, какую часть ледникового покрова Антарктиды может представлять каждая из 9 отобранных станций с наиболее продолжительными рядами величин накопления, позволило получить ход отклонений аккумуляции снега для всего антарктического покрова в период с 1880 по 1960 гг.

Установлено, что в конце XIX века питание ледникового покрова атмосферными осадками было ниже нормы, с начала XX века и по 30-е годы — выше нормы, а в 40—50-е годы накопление снега вновь понизилось, причем амплитуда этих колебаний составляет около 20%.

Принимая, что многолетний ход годовых величин атмосферного питания ледникового покрова соответствует ходу осадков, колебания которых связаны с повторяемостью форм атмосферной циркуляции, высказано предположение, что эпохальные изменения атмосферной циркуляции в южном полушарии происходили асинхронно по отношению к северному, т. е. в конце XIX века над Антарктикой преобладала зональная форма циркуляции, в начале XX века — меридиональная, а в 40—50-е годы вновь наступила эпоха зональной циркуляции.

Периодограммный анализ многолетних рядов скорости атмосферного питания ледникового покрова, выполненный по методу А. Шустера с помощью ЭЦВМ «Урал-2», выявил в накоплении снега четкие вариации продолжительностью в 3—4, 5—7, 10—11, 18—20, 30 и 44 года.

Вариации снегонакопления с периодом 6—7 лет являются отражением периодических изменений атмосферной циркуляции под влиянием наложения четырнадцатимесячной волны «полюсного

прилива» на сезонность гидрометеорологических явлений. Природа вариаций с периодом 10—11 лет связывается с колебаниями солнечной активности, поскольку в эпохи усиления активности солнца интенсивность циркуляции атмосферы возрастает, в эпохи понижения — падает.

Причина ритмических вариаций накопления снега с периодом 18—20 лет заключается во влиянии девятнадцатилетнего лунного прилива на деятельность морских течений, и через них на циркуляцию атмосферы. Тридцати-сорокалетняя цикличность обуславливается, по-видимому, колебаниями солнечной активности.

Показано, что при движении вдоль меридионального профиля от края ледникового покрова к его центру скорость атмосферного питания резко возрастает от зоны абляции до района максимальных величин, находящегося на расстоянии нескольких десятков километров от берега, а затем плавно уменьшается, достигая минимальных значений в центральных, наиболее удаленных и возвышенных районах материка.

Корреляционный анализ данных о накоплении снега, высотах над уровнем моря и удаленности от побережья по 671 точке на снегомерном профиле Мирный — Восток, выполненный на ЭВМ БЭСМ-2М, показал, что уменьшение скорости атмосферного питания ледникового покрова связано почти в равной степени с увеличением как расстояния от источника питания — океана, так и высоты над уровнем моря. Корреляционная связь достаточно надежно ($\eta = 0,75 - 0,76$) выражается уравнением параболы. Для определения величин накопления снега в районах Восточной Антарктиды, где фактические данные отсутствуют, может быть использовано уравнение в виде:

$$y = 91 - 0,016l - 0,017h. \quad (23)$$

Показано, что в общем накопление снега тесно связано с мезорельефом поверхности ледникового покрова, так что повышенное накопление во всех случаях наблюдается в нижних частях депрессий, а пониженное по сравнению со средним — на гребнях возвышенностей. Однако экстремальные значения накопления не приурочены точно к экстремальным участкам мезорельефа, а располагаются на различных элементах рельефа в зависимости от особенностей физико-географических условий.

Для ограниченного по площади района наблюдений величина накопления снега и уклон поверхности в данной точке находятся в обратной зависимости. В то же время для участков, расположенных в различных частях склона ледникового покрова и достаточно протяженных по склону, эта связь не однозначна.

Сложный характер распределения величин накопления снега по элементам мезорельефа следует учитывать при выборе мест для проведения снегомерных наблюдений и устанавливать снегомерные площадки на участках со средними для всего района уклонами.

Около 44% площади антарктического ледникового покрова, т. е. вся территория Центральной Антарктиды, имеет скорость атмосферного питания менее $10 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. В наиболее удаленных от океана и возвышенных районах Восточной Антарктиды, занимающих более 20% площади материка, накопление снега меньше $5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Наиболее интенсивным атмосферным питанием (до $50\text{--}60 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) обладают участки склона ледникового покрова в индийском секторе и восточной части тихоокеанского сектора. Средняя скорость атмосферного питания антарктического ледникового покрова составляет $15 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Ошибка не превышает $\pm 15\%$.

Сопоставление схемы распределения скоростей атмосферного питания ледникового покрова со схемой траекторий циклонов над Антарктикой показало, что в районах стационарирования циклонов накопление снега повышено, а в районах частого положения гребней высокого давления — понижено.

Однако эти различия заметны только в узкой прибрежной полосе, охватывающей шельфовые ледники и нижнюю часть склона наземного ледникового покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов В. Г. Характеристика верхней части снежной толщи в глубине Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1960, № 24, с. 15—20.
2. Аверьянов В. Г. О методике измерения осадков в Центральной Антарктиде. — «Гляциол. исслед.», 1963, № 9, с. 195—197.
3. Аверьянов В. Г. Центральная Антарктида. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1963, т. 30, 167 с.
4. Аверьянов В. Г. К вопросу о накоплении снега и о причинах существования района таяния на шельфовом леднике Лазарева. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 56, с. 21—25.
5. Аверьянов В. Г. Климатические условия оазиса Ширмахера (по наблюдениям на станции Новолазаревской в 1961—1966 гг.). — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1968, т. 38, с. 123—140.
6. Аверьянов В. Г. Климат района станции Восток. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1968, № 69, с. 9—17.
7. Аверьянов В. Г. К вопросу о величине накопления снега в Центральной Антарктиде. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1969, № 73, с. 5—9.
8. Аверьянов В. Г. О величине осадков и накопления снега на станции Восток. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1969, № 72, с. 12—17.
9. Аверьянов В. Г. Применение новых методов в гляциологических исследованиях в Антарктиде. — «Тр. ААНИИ», 1970, т. 294, с. 94—106.
10. Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. М., Изд-во АН СССР, 1960. 282 с.
11. Астапенко П. Д. Об основных формах атмосферной циркуляции в Антарктике. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1960, № 14, с. 14—18.
12. Аэроклиматический справочник Антарктиды. Кн. 2. Л., Гидрометеониздат, 1967, 215 с.
13. Барков Н. И. Строение снежно-фирновой толщи в районе станции Лазарев. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1967, т. 48, с. 145—151.
14. Барков Н. И. Шельфовые ледники Антарктиды. Л., Гидрометеониздат, 1971, 226 с.
15. Барков Н. И., Иванов В. Б. Питание атмосферными осадками и зоны льдообразования Западного шельфового ледника. Карта масштаба 1 : 1 500 000. Атлас Антарктики, т. I. М.—Л., ГУГК, 1966, 150 с.
16. Барков Н. И., Иванов В. Б. Строение снежно-фирновой толщи (станция Победа). Атлас Антарктики, т. I. М.—Л., ГУГК, 1966, 159 с.
17. Барков Н. И., Иванов В. Б. Накопление снега на ледниковом склоне и морском льду в районе Мирного в 1960 г. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1967, № 63, с. 17—21.
18. Барков Н. И., Иванов В. Б. Характерные особенности снежно-фирновой толщи острова Победа (до глубины 10 м). — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1967, т. 48, с. 128—135.
19. Барков Н. И., Петров В. Н. Изменчивость снегонакопления и некоторые особенности климата и атмосферной циркуляции Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 59, с. 5—14.

20. Безрукова А. Я. Нечетные циклы и долгосрочный прогноз относительных чисел пятен. — «Солнечные данные», 1957, № 2, с. 118—121.
21. Белов В. Ф., Крээм Э. И. Характеристика метеорологического и радиационного режима в районе станции Молодежной. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1968, т. 38, с. 141—151.
22. Борхгревинк К. У Южного полюса. Год 1900. М., Географгиз, 1958, 326 с.
23. Бугаев В. А. Климатические зоны Антарктики. — «Метеорол. исслед. Метеорология», 1963, № 5, с. 5—38.
24. Виленский В. Д. Поиски взвешенного вещества в Антарктиде. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 79, с. 20—24.
25. Виленский В. Д., Емельянов В. В., Королев П. А. Определение скорости снегонакопления в районе станции Восток по радиоактивности снега. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 79, с. 25—29.
26. Виленский В. Д., Емельянов В. В. Определение скорости снегонакопления в районе станции Восток с помощью Pb^{210} . — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1971, № 82, с. 17—21.
27. Виленский В. Д., Тейс Р. В., Кочеткова С. Н. Определение скорости накопления снега в районе станции Мирный по вариациям изотопного состава кислорода. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 79, с. 30—34.
28. Виноградов О. Н. Накопление снега на профиле Мирный — станция Восток (по результатам наблюдений 1964 и 1969 гг.). — «Мат-лы гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения», 1970, вып. 17, с. 216—222.
29. Виноградов О. Н., Лориус К. Оценка результатов измерений аккумуляции снега на профиле Мирный — Восток на основании советско-французских исследований 1964—1969 гг. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1972, № 83, с. 5—11.
30. Воскресенский А. И. О снегонакоплении на участке ледникового склона от Мирного до 100-го километра. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1967, № 63, с. 22—26.
31. Воскресенский А. И. Аэрометеорологические исследования (обсерватория Мирный). — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1969, т. 49, с. 282—333.
32. Гайгеров С. С. О строении атмосферы Антарктиды. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1960, с. 68—110.
33. Гирс А. А. О взаимосвязи между циркуляцией атмосферы в Арктике и Антарктике. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1958, № 2, с. 21—24.
34. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1960. 560 с.
35. Гирс А. А. Внутриэпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и их причины. — «Тр. ААНИИ», 1963, т. 255, с. 16—45.
36. Гуртовая Е. Е. Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова. В кн.: Роль снежного покрова в природных процессах. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 121—130.
37. Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли. — «Гляциол. исслед.», 1961, № 6, с. 123—129.
38. Давыдова Н. Г., Стехновский Д. И., Таубер Г. М. Барическое поле и климатические центры действия атмосферы. — В кн.: Атлас Антарктики. Т. П. Л., Гидрометеоиздат, 1969, с. 335—342.
39. Дзердзеевский Б. Л. Сравнение главнейших закономерностей циркуляции атмосферы над южным и северным полушариями. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1967, № 65, с. 58—68.
40. Долгин И. М. Некоторые результаты метеорологических и аэрологических исследований в Антарктиде за период 1956—1966 гг. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 57, с. 43—59.
41. Долгин И. М., Калиновский А. Б. Особенности температурного режима атмосферы в районе станции Восток. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1968, № 69, с. 18—27.
42. Долгин И. М., Каримова Г. У., Коврова А. М. Характеристика влажности воздуха над Восточной Антарктидой. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 56, с. 26—30.

43. Долгушин Л. Д. Географические наблюдения в Антарктиде. Сообщение 1. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1958, № 1, с. 28—47.
44. Дубровин Л. И. Воздушные потоки в снежно-фирновой толще шельфового ледника Лазарева. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1961, № 26, с. 13—14.
45. Дубровин Л. И. Физико-географическая характеристика района станции Лазарев. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1967, т. 48, с. 27—58.
46. Дубровин Л. И. Накопление снега на участке Мирный — 105-й километр. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1968, № 67, с. 24—30.
47. Дубровин Л. И., Коновалов Г. В. Зависимость снегонакопления от рельефа в районе станции Лазарев. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1964, № 45, с. 29—32.
48. Дубровин Л. И., Петров В. Н. О точности снегомерных наблюдений в Антарктиде. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1963, № 43, с. 15—20.
49. Дубровин Л. И., Петров В. Н. Научные станции в Антарктике. Л., Гидрометеониздат, 1967. 282 с.
50. Дунаева А. В., Запина М. С., Цыганова А. М. Изучение пространственной изменчивости характеристик снежного покрова. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 108, с. 19—25.
51. Жданов Л. А. Направление перемещения циклонов и антициклонов в южном полушарии. — «Метеорология и гидрология», 1960, № 1, с. 10—17.
52. Жуков В. А., Силантьев А. Н., Жданов Л. А. Предварительные данные о влиянии стоковых ветров на радиоактивность воздуха у побережья Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 80, с. 44—47.
53. Закнев Х. Я. Снежный покров (Мат-лы гляциол. исслед. Антарктиды. Третья континент. антаркт. экспед.). М., Гидрометеониздат, 1960. 40 с.
54. Закнев Х. Я. О распределении количества и накопления атмосферных осадков в Восточной Антарктиде. В кн.: Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г., Ростов, изд-во Ростовского ун-та, 1961, с. 153—154.
55. Закнев Х. Я. Микрорельеф снега на участке Мирный — Пионерская. — «Мат-лы гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения», 1964, вып. 9, с. 272—274.
56. Иванов В. Б. Эоловые формы микрорельефа снежной поверхности на ледниках Антарктиды и Арктики. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1968, т. 38, с. 22—38.
57. Карташов С. Н. Физико-механические свойства и процессы формирования снежно-фирнового покрова Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1962, 107 с.
58. Карташов С. Н. О физико-механических свойствах снежно-фирнового покрова антарктического ледникового щита. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1960, т. 10, с. 204—214.
59. Кобленц Я. П. Влияние уклона поверхности ледника на распределение снежного покрова. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1971, № 82, с. 57—63.
60. Коврова А. М. Особенности инверсий в тропосфере над Южным полюсом. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1965, № 54, с. 19—23.
61. Коврова А. М., Шипов Н. В. Режим температуры и влажности свободной атмосферы в Антарктиде в 1965 г. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1967, № 62, с. 57—62.
62. Копанев И. Д. Снежный покров Антарктиды. Л., Гидрометеониздат, 1960. 144 с.
63. Коптев А. П. Аэрометеорологические исследования во время работы Одиннадцатой советской антарктической экспедиции. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1968, № 67, с. 19—23.
64. Короткевич Е. С. Полярные пустыни. Л., Гидрометеониздат, 1972. 420 с.
65. Котляков В. М. Особенности строения верхней толщи ледникового покрова центральных районов Антарктиды. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1959, № 4, с. 3—16.
66. Котляков В. М. Динамика поверхности снежного покрова прибрежных районов Антарктиды. — «Гляциол. исслед.», 1960, № 5, с. 72—87.
67. Котляков В. М. О признаках сезонных отложений снега в центральной

ных районах Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1961, № 26, с. 15—18.

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

69. Котляков В. М. Изменение аккумуляции снега в Антарктиде за последние десятилетия. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1962, № 35, с. 18—22.

70. Котляков В. М. Снегонакопление в береговой полосе Восточной Антарктиды в 1957—1961 гг. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1963, № 44, с. 59—62.

71. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 479 с.

72. Котляков В. М., Шарова В. Я. Вероятность осадков. (Карта масштаба 1:80 000 000). Атлас Антарктики, т. 1, М.—Л., ГУГК, 1966, 87 с.

73. Котляков В. М., Лазарев Г. Е., Любарев Н. М. Новые данные о режиме снегонакопления во внутренних районах Восточной Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 57, с. 85—96.

74. Кричак О. Г. Некоторые характеристики атмосферной циркуляции над Антарктидой. — «Метеорология и гидрология», 1958, № 4, с. 3—4.

75. Кручинин Ю. А. Изучение стратиграфии верхних слоев снежно-фирновой толщи шельфового ледника Лазарева. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1962, № 32, с. 19—24.

76. Кручинин Ю. А. Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л., Гидрометеоиздат, 1965, 180 с.

77. Кручинин Ю. А. Инверсия гляциологической зональности в восточной части Берега Принцессы Астрид. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1968, т. 38, с. 61—76.

78. Кручинин Ю. А. Опыт генетической классификации форм микро-рельефа антарктических ледников. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 77, с. 51—56.

79. Кручинин Ю. А. Генетическая классификация форм микро-рельефа антарктических ледников и их роль в физико-географическом районировании материка. — «Тр. АНИИ», 1971, т. 304, с. 104—127.

80. Купецкий В. Н. О взаимосвязи антарктического снегонакопления, уровня Мирового океана и солнечной активности. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 77, с. 46—50.

81. Лайхтман Д. Л., Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снегоземок. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 108, с. 3—18.

82. Липовка А. В. Некоторые закономерности преобразований форм атмосферной циркуляции южного полушария в связи с различной солнечной активностью. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1969, № 75, с. 15—23.

83. Лосева И. А. Сравнительная оценка результатов измерений аккумуляции в Центральной Антарктиде. — «Мат-лы гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения», 1970, вып. 17, с. 208—216.

84. Максимов И. В. О некоторых географических проявлениях одиннадцатилетнего цикла солнечной активности. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1954, № 1, с. 15—32.

85. Максимов И. В. Нутационная стоячая волна в Мировом океане и ее географические следствия. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1956, № 1, с. 14—34.

86. Максимов И. В. Долгопериодный лунно-солнечный прилив у берегов морей окраинной Арктики. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1960, вып. 3, с. 17—20.

87. Максимов И. В., Слепцов Б. А. К изучению одиннадцатилетних вариаций атмосферного давления в Антарктике. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1963, № 43, с. 5—10.

88. Максимов И. В., Слепцов-Шевлевич Б. А. К изучению одиннадцатилетней солнечно обусловленной барической волны в южном полушарии Земли. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1970, № 77, с. 63—66.

89. Максимов И. В., Смирнов Н. П. К изучению причин многолетних изменений деятельности Гольфстрима. — «Океанология», вып. 2, 1965, с. 210—221.

90. Максимов И. В., Смирнов Н. П. Опыт построения долгосрочного

прогноза основных форм атмосферной циркуляции в северном полушарии ком-
позитно-гармоническим методом. — «Тр. ААНИИ», 1965, т. 262, с. 231—257.

91. Методические указания управлениям Гидрометеослужбы, № 31. Л., Гидрометеониздат, 1963.

92. Петров В. Н. К методике определения воздухопроницаемости снега. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.» 1964, № 50, с. 18—23.

93. Петров В. Н. Колебания снегонакопления в Антарктике в период 1891—1955 гг. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1964, № 47, с. 24—28.

94. Петров В. Н. Накопление снега на профиле станции Молодежная — 200-й километр. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1968, № 67, с. 31—35.

95. Петров В. Н. Гляциологические наблюдения на профиле Молодежная — Полос Недоступности. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1971, т. 54, с. 245—254.

96. Петров В. Н., Барков Н. И. О цикличности снегонакопления на шельфовых ледниках Восточной Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1964, № 48, с. 16—21.

97. Петров В. Н., Сухонослова Л. И. О накоплении снега на склоне ледникового покрова Земли Эндерби. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1970, т. 53, с. 185—196.

98. Петров В. Н., Смирнов Н. П., Барков Н. И. Периодичность снегонакопления в Антарктиде. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1966, № 57, с. 57—106.

99. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М., «Наука», 1964. 362 с.

100. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л., Гидрометеониздат, 1961, 448 с.

101. Серлапов С. Т. Атмосферная циркуляция южного полушария и синоптические процессы Антарктики. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1968, т. 38, с. 111—122.

102. Серлапов С. Т. Некоторые вопросы атмосферной циркуляции и погода в Мирном. — «Метеорол. исслед. Метеорология», 1963, № 5, с. 74—82.

103. Симонов И. М. Снегонакопление на шельфовых ледниках в районе станций Лазарев и Новолазаревская в 1962 г. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1964, № 49, с. 13—18.

104. Спиридонова Ю. В. Многолетняя изменчивость циркуляции и колебания сумм осадков в северном полушарии. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1958, № 2, с. 36—41.

105. Таубер Г. М. Некоторые особенности атмосферных процессов в Антарктике. В кн.: Климат Антарктики. М., Географиз, 1959, с. 28—78.

106. Таубер Г. М. Океанические центры действия атмосферы в южном полушарии. М., Изд-во АН СССР, 1964. 39 с.

107. Толстиков Е. И. Воздушные массы Восточной Антарктиды. — «Метеорол. исслед. Метеорология», 1963, № 5, с. 39—57.

108. Толстиков Е. И. Циклоническая деятельность в Восточной Антарктиде. — «Метеорол. исслед. Метеорология», 1963, № 5, с. 58—73.

109. Трифонова Т. С. О пространственной изменчивости характеристик снежного покрова. — «Тр. ГГО», 1962, вып. 130, с. 29—37.

110. Ухов С. В. Инженерные исследования снежного покрова между станциями Комсомольская — Амундсен-Скотт. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1963, № 44, с. 68—75.

111. Цигельник И. И. Некоторые особенности строения нижнего слоя тропосферы в Центральной Антарктиде. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1967, № 64, с. 15—18.

112. Чиковский С. С., Корнилов Н. А., Коновалов Г. В. Накопление снега на участке станции Молодежная — 200-й километр. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1969, № 73, с. 62—64.

113. Шамотьев В. А. Снегонакопление в краевой части антарктического ледникового покрова на участке Мирный — 105-й километр. — «Тр. Сов. антаркт. экспед.», 1972, т. 55, с. 152—157.

114. Шарова В. Я. Вероятность осадков. — В кн.: Атлас Антарктики. Т. II. Л., Гидрометеониздат, 1969, с. 333—335.

115. Шеклтон Э. В сердце Антарктики. М., Географгиз, 1957, 448 с.
116. Шнитников А. В. Общие черты циклических колебаний уровня озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью. — «Бюл. комис. по исслед. Солнца», 1949, № 3, 4.
117. Шостакович В. Б. Изовые отложения озер и периодические колебания в явлениях природы. Зап. Гос. гидрол. ин-та, т. 13, 1934, с. 95—140.
118. Шумский П. А., Бауэр А. Исследование современных изменений центральной части ледникового покрова Восточной Антарктиды в 1964 г. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед.», 1965, № 51, с. 37—51.
119. Шумский П. А., Карташов С. Н., Котляков В. М. Маршрутные исследования в зоне стоковых ветров на станции Восток-1 и на станции Комсомольская. — «Мат-лы гляциол. исслед. Снежный покров», 1960, вып. 4, 124 с.
120. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеиздат, 1963. 274 с.
121. Ahlmann H. W. son. Glacier variations and climatic fluctuations. Amer. geogr. Soc. Bowman memorial lectures, ser. 3, 1953.
122. Ahlmann H. W.: son. Thorarinsson S. The Accumulation. Sci. Res. Swed.-Iceland Investig. 1936—37—38. Geogr. Ann., v. 21, N 1, 1939.
123. Anderson V. H. Byrd station Glaciological date 1957—1958. Ohio State Univ. Res. Found. Res. 825—1—11, 1958.
124. Ardus D. Morphology and regime of the Brunt ice shelf and the adjacent inland ice, 1960—1961. Brit. Antarct. Surv. Bull. N 5, 1965, p. 13—42.
125. Autenboer van T. The geomorphology and glacial geology of the SOR-Rondane. Dronning Maud Land, Antarctica. Brussel, 1964. 91 p.
126. Benson C. S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. Folia geogr. Danica, 9, 1961, p. 35—37.
127. Black H. P., Budd W. Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica. J. of Glaciology, v. 5, N 37, 1964, p. 3—15.
128. Botter R., Lorius C., Nief G. Sur la teneur en deuterium des precipitations en Terre de Victoria, Antarctique. Comptes rendus Hebdomadaires des Seances de l'Acad. des Scien., T. 251, N 4, 1960, p. 573—576.
129. Botter R., Lorius C., Nief G. Sur la datation des couches de neve dans l'Antarctique a partir de leur concentration en deuterium. Comptes rendus Hebdomadaires des Seances de l'Acad. des Scien., T. 252, N 3, 1961, p. 437—440.
130. Brecher H. H. Glaciological observations on the Byrd station — South Pole traverse, 1960—1961. J. of Glaciology, v. 5, N 39, 1964, p. 339—343.
131. Brecher H. H. Accumulation between mount Chapman and Byrd station, Antarctica. J. of Glaciology, v. 6, N 46, 1967, p. 561—578.
132. Breuck W. de. Glaciology in Eastern Queen Maud Land. Prelimin. rep. Third Belg. Antarct. Exped., 1960. Brussel, 1961.
133. Budd W. F. Glaciological studies in the region of Wilkes, Eastern Antarctica, 1961. ANARE Sci. Rep., ser. A(IV) 1966.
134. Budd W. F. The dynamics of the Amery ice shelf. J. of Glaciology, v. 6, N 45, 1966, p. 335—358.
135. Budd W. F. The Wilkes Ice Cap Project. Internat. Symp. on Antarct. Glaciological Explor. (ISAGE). IASH, Publ. N 86, 1970.
136. Budd W., Landon S., Wishart E. Amery ice shelf. Physics of snow and ice. Proc. of internat. Confer. on low temperature science, v. 1, pt. I. Sapporo, 1967.
137. Bull C. Snow accumulation in Antarctica. Res. in the Antarctica, Publ. N 83 of AAAS. Washington, 1971.
138. Cameron R. L. Glaciological studies at Wilkes station, Budd Coast, Antarctica. Antarct. Res. Ser., v. 2. Antarct. Snow and Ice Stud., 1964, p. 1—36.
139. Cameron R. L. Glaciological studies at Byrd Station, Antarctica, 1963—1965. Antarct. Res. Ser., v. 16, Antarctic Snow and Ice stud. 11, 1971, p. 317—332.
140. Cameron R. L., Loken O. H., Molholm I. R. T. Wilkes station glaciological data, 1957—1958. Rep. by the Ohio State Univ. Res. Found. Proj. 825, rep. 1—2, 1959.

141. Chorlton J. C., Lister H. Snow accumulation over Antarctica. Intern. Symp. on Antarct. Glaciol. Explor. IASH. Publ., N 86, 1970.
142. Conrad V. The variability of precipitation. Monthly Weather review, v. 69, N 1, 1941.
143. Cornet A., Lorius C., Ricov G. Accumulation de neige en terre Adelie. La Meteorologie, N 57, Janvier-Mars, 1960, p. 171—184.
144. Court A. Weather observations during 1940—1941 at Little America III, Antarctica. Proc. of the Amer. Philos. Soc., v. 89, N 1, 1945.
145. Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, vol. 133, N 3467, 1961.
146. Crozaz G. Fission products in Antarctic snow. An additional reference level in January 1965. Earth Planet. Sci. Letters, v. 6, N 1, 1969.
147. Crozaz C., Picciotto E., Breuck W. de. Antarctic Snow chronology with Pb²¹⁰. J. of Geophysical Res., v. 69, N 12, 1964, p. 2597—2604.
148. Dalrymple P. C. A physical climatology of the Antarctic plateau. Stud. in Antarct. Meteorology Antarct. Res. Ser., v. 9, 1966, p. 195—231.
149. Dalrymple P. C., Lettau H. H., Wollaston S. H. South Pole micrometeorology program data analysis. Stud. in Antarct. Meteorology. Antarct. Res. Ser., v. 9, 1966, p. 13—58.
150. Dansgaard W. The O¹⁸ abundance in fresh water. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 6, N 5—6, 1954.
151. Dansgaard W. The isotopic composition of natural waters with special reference to the Greenland Ice Cap. Medd. on Greenland, Bd. 165, N 2, 1961, 120 p.
152. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitations. Tellus, vol. 16, N 4, 1964.
153. Dating of firn layers in Antarctica; application to the determination of the rate of snow accumulation. ISAGE Symp., IASH, 86, 1970. Auth.: Lorius C., Lambert G., Hagemann R., Merlivat L., Ravoire J.
154. David T. W. E., Priestly R. S. Geology, Glaciology. Brit. Antarct. Exped. 1907—1909, v. 1, 1914.
155. Deep drilling of base Roi Baudouin Dronning Maud Land, Antarctica. J. of Glaciology, v. 4, N 31, 1962. Auth.: Tongiorgi E., Picciotto E., Breuck W., Norling T., Giot G., Pantanetti F., p. 101—110.
156. Determination of the rate of snow accumulation at the Pole of Relative inaccessibility Eastern Antarctica: a comparison of glaciological and isotopic methods. J. of Glaciology, v. 7, N 50, 1968. Auth.: Picciotto E., Cameron R., Grozaz G., Deutsch S., Wilgain S.
157. Douglas A. E. Climatic cycles and tree-growth. Carnegie Inst. of Washington. Publ. N 289, 1919.
158. Drygalski E. Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin, 1904.
159. Epstein S., Mayeda T. Variation of O¹⁸ content of water from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 4, N 5, 1953, p. 213—224.
160. Epstein S., Sharp R. P. Oxygen-isotope studies. IGY Bull., N 21, Trans. Amer. Geophys. Union, v. 40, N 1, 1959, p. 81—84.
161. Epstein S., Sharp R. Oxygen and hydrogen-isotope variations in firn core, Eights station, Western Antarctica. J. of Geophys. Res., v. 72, N 22, 1967.
162. Epstein S., Sharp R. P., Goddard J. Oxygen-isotope ratios in Antarctic snow, firn and ice. J. of Geology, v. 71, N 6, 1963.
163. Epstein S., Sharp R. P., Gow A. I. Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in South Pole firn. J. of Geophys. Res., v. 70, N 8, 1965, p. 1809—1814.
164. Etude de la formation d'un grelon par une methode d'analyse isotopique. J. of Geophys. Res., v. 68, N 13, 1963. Auth.: Facy L., Merlivat L., Nief G., Roth E.
165. Giovinetto M. B. Glaciology, Report for 1958 South Pole station. Ohio State Univ. Res. Found. Rep. 825—2—IV, 1960.
166. Giovinetto M. B. Distribution of diagenetic snow facies in Antarctica and in Greenland. Arctic, v. 17, N 1, 1964, p. 33—40.

167. Giovinetto M. B. The drainage systems of Antarctica: Accumulation. Antarctic Res. Ser., v. 2, Antarct. Snow and Ice Stud., 1964.
168. Glaciology of the Queen Maud Land traverse, 1964—1965, South Pole — Pole of relative inaccessibility. Inst. of Pol. Stud. Rep. N 23, 1968; Auth.: Cameron R. L., Picciotto E., Kane H. S., Gliozzi J., 136 p.
169. Gonfiantini R. Some results on oxygen isotope stratigraphy in the deep drilling at King Baudouin station. J. of Geophys. Res., v. 70, N 8, 1965, p. 1815—1819.
170. Gonfiantini R., Picciotto E. Oxygen isotope variations in Antarctic snow samples. Nature, v. 184, N 4698, 1959, p. 1557—1558.
171. Gould L. M. The Ross Shelf Ice. Bull. Geol. Soc. America, v. 46, N 9, 1935.
172. Gow A. Drill-hole measurements and snow studies at Byrd station, Antarctica. Techn. Rep., N 78, U. S. Army Cold Regions res. and engineer. Lab., 1961.
173. Gow A. J. On the accumulation and seasonal stratification of snow at the South Pole. J. of Glaciology, v. 5, N 40, 1965, p. 467—477.
174. Gow A. J. On the rates of growth of grains and crystals in South polar firn. J. of Glaciology, v. 8, N 53, 1969, p. 241—252.
175. Gow A. J. Glaciological Studies in Antarctica. Antarct. J. of US, v. V, N 4, p. 113—114.
176. Gow A. J., Rowland R. On the relationship of snow accumulation to surface topography at Byrd station, Antarctica. J. of Glaciology, v. 5, N 42, 1965, p. 843—847.
177. Fujiwara K., Endo Y. Preliminary Report of Glaciological Studies. Rep. of the Jap. Traverse SYOWA-South Pole 1968—1969. JARE Sci. Rep. Spec. Issue, N 2. Tokyo, 1971, p. 68—109.
178. Hamilton W. L. Horizontal and vertical distribution of microparticles in the 1965 layer between Byrd station and the Whitmore mountains, Antarctica. Intern. Symp. on Antarct. Glaciol. Explor., Pub. N 86 of IASH, 1970.
179. Hayes J. G. Antarctica. London, 1928.
180. Heap J. A., Rundle A. S. Snow accumulation on the Ross Ice shelf, Antarctica. Antarct. Res. Ser., v. 2, Antarct. Snow and Ice Stud., 1964, p. 119—125.
181. Hoinkes H. C. Studies in glacial meteorology at Little America V, Antarctica. Symp. on Antarct. Glaciol., Publ. N 55 of IASH, 1962, p. 29—48.
182. Koerner R. M. Firn stratigraphy studies on the Byrd-Whitmore mountains traverse, 1962—1963. Antarct. Res. Ser., v. 2, Antarct. Snow and Ice Stud., 1964, p. 219—236.
183. Koerner R. M. A stratigraphic method of determining the snow accumulation rate at Plateau station, Antarctica, and application to South Pole—Queen Maud Land traverse 2, 1965—1966. Antarct. Res. Ser., v. 16, Antarct. Snow and Ice Stud. II, 1971, p. 225—238.
184. Koerner R. M., Scott Kane H. Glaciological studies at Plateau Station. Antarct. J. of US, v. 2, N 4, Washington, 1967, p. 122—123.
185. Kojima K. Densification of snow in Antarctica. Antarct. Res. Ser., v. 2, Antarct. Snow and Ice stud., 1964, p. 157—218.
186. Köppen W. Das Gesetz in der Wiederkehr strenger Winter in Westeuropa. Meteorol. Zeitschr., Bd. 47, H. 6, 1930.
187. Kuulmer C. I. A remarkable reversal in the distribution of storm frequency in the United States in double Hale Solar Cycles of interest in long-range forecasting. Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 103, N 10, 1943.
188. Lambert C., Lorius C., Ardonin B. Datation d'une carotte de neve de la bordure de l'Antarctique par la mesure de la radioactivite naturelle et artificielle. Earth. Planet. Sci. Letters, v. 3, 1967.
189. Lambert D. W. S. The snow Accumulation budget at Halley Bay in 1959, and associated meteorological factors. Brit. Antarct. Surv. Bull., N 2, 1963, p. 73—92.
190. Linkletter G. O. The use of cationic ratios in determining annual stratigraphic layers in polar ice. Intern. Symp. on Antarct. Glaciolog. Explor. Publ., N 86, IASH, 1970.

191. Lister H. Geophysical investigations of the common-wealth Trans-Antarctic expedition. *Geogr. J.*, v. 125, 1959, p. 343—351.
192. Lister H. Glaciology. Solid precipitation and drift snow. *Trans-antarct. exped.* 1955—1958. *Sci. Rep.*, 5, 1960.
193. Loewe F. Etudes de glaciologie en Terre Adelie 1951—1952. Paris, 1956, 159 p.
194. Lorius C. Concentration en deuterium des couches de neve dans l'Antarctique. *Ann. de Geophys.*, T. 17, N 4, 1961, p. 378—387.
195. Lorius C. Contribution to the knowledge of the Antarctic ice sheet: a synthesis of glaciological measurements in Terre Adelie. *J. of Glaciology*, v. 4, N 31, 1962, p. 79—92.
196. Lorius C. Isotopes in relation to polar Glaciology. *Pol. Rec.*, v. 12, N 77, 1964, p. 211—222.
197. Lorius C., Ricou G. Glaciologie Terre Adelie, 1962. *Exped. Pol. Francaises*, Publ. N 271, 1962.
198. Lunde T. On the snow accumulation in Dronning Maud Land. *Den Norske Antarktiskeped.*, 1956—1960. *Sci. res.*, N 1, Oslo, 1961, 48 p.
199. Lysgaard L. Recent climatic fluctuations. *Folia Geographica. Danica*, v. 5, 1949.
200. McDowall J. Some observations at Halley Bay in seismology, glaciology and meteorology. *Proc. of the Roy. Soc. A*, v. 256, 1960, p. 149—197.
201. Marschall E. M. Stratigraphic use of particulates in polar capes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 70, N 12, 1959.
202. McLeod I. R. Glaciological observations in Enderby, Kemp and MacRobertson Lands, Antarctica. *ANARE Interim Rep. Ser. A(IV) Glaciology*, Publ. 90, 1967, 48 p.
203. Mellor M. Australian glaciological contributions in Antarctica. Preliminary report. *J. of Glaciology*, v. 3, N 24, 1958, p. 279—285.
204. Mellor M. Mass balance studies in Antarctica. *J. of Glaciology*, v. 3, N 26, 1959, p. 522—533.
205. Mesure de taux d'accumulation de la neige au bord du continent antarctique par la methode du promb 210. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Acad. des Scien. T.* 259, N 19, 1964. Auth.: Nezami M., Lambert G., Lorius C., Labeyrie J., p. 3319—3322.
206. Murayama M. Report of the wintering party of 9-th Japanese antarctic Research expedition 1968—1969. *Antarct. Rec.*, N 36, 1969, p. 1—41.
207. Neethling D. C. Snow accumulation on the Fimbul Ice shelf, western Dronning Maud Land, Antarctica. *Intern. Symp. on Antarct. Glaciol. Explor.* IASH Publ., N 86, 1970.
208. Oeschger H., Alder B., Langway C. C. An in situ gas-extraction system to radiocarbon date glacier ice. *J. of Glaciology*, v. 6, N 48, 1967, p. 939—942.
209. Orheim O. Surface snow metamorphosis on the Antarctic Plateau. *Arbok* 1966. *Norsk Polarinst.* Oslo, 1968.
210. Pepper I. The meteorology of the Falkland Island and Dependencies 1944—1950. London, 1954, 249 p.
211. Physical characteristics of the Antarctic ice sheet. *Antarctic Map Folio ser.*, Folio 2, N 1, 1964. Auth.: Bently C., Cameron R., Bull C., Kojima K., Gow A.
212. Picciotto E. E. Geochemical investigations of snow and firn samples from East Antarctica. *Antarct. J. of US*, v. 2, N 6, 1967, p. 236—240.
213. Picciotto E., Wilgain S. Fission products in Antarctic snow a reference level for measuring accumulation. *J. of Geophys. Res.*, v. 68, N 21, 1963, p. 5965—5972.
214. Picciotto E., Breuck W. de, Crozaz G. Snow accumulation along the South Pole-Dronning Maud Land traverse. *Intern. Symp. on Antarct. Glaciol. Explor.* IASH, Publ. N 86, 1970.
215. Picciotto E., Crozaz G., Breuck W. de. Rate of accumulation of snow at the South Pole as determined by radioactive measurements. *Nature*, v. 203, N 4943, 1964, p. 393—394.
216. Picciotto E., Crozaz G., Breuck W. de. Accumulation on the

- South Pole-Queen Maud Land traverse, 1964—1968. *Antarct. Res. Ser.*, v. 16, *Antarct. Snow and Ice Stud.* II, 1971, p. 257—315.
217. Picciotto E., Deutsch S., Aldar L. The summer 1957/58 at the South Pole: an example of an unusual meteorological event recorded by the oxygen isotope ratios in the firn. *Earth and Planetary Sci. Letters*, I, 1966, p. 202—204.
218. Picciotto E., Maere X. de, Friedman I. Isotopic composition and temperature of formation of antarctic snows. *Nature*, v. 187, 1960, p. 857—859.
219. Poulter T. C. Geophysical studies in the Antarctic. *Stanford Res. Inst. California*, 1950, 195 p.
220. Radok U., Schwerdtfeger P., Weller G. Surface and subsurface meteorological conditions at Plateau station. *Antarct. J.*, v. 3, N 6, 1968, p. 257—258.
221. Ramseier R. O. Some physical and mechanical properties of polar snow. *J. of Glaciology*, v. 4, N 36, 1963, p. 753—769.
222. Radioactivite de l'air dans l'Antarctique en 1958 et profil radioactif entre 60° N et 70° S. Radioisotopes in the physics, science, and industry, 1962. Auth.: Picciotto E., Wilgain S., Kipfer P., Boulenger R., p. 45—56.
223. Radiocarbon dating of ice. *Earth and planetary science letters*, v. 1, N 2, 1966. Auth.: Oeschger H., Alder B., Loosli H., Langway C. C., Renaud A.
224. Rubin M. J. Atmospheric advection and the antarctic mass and heat budget. *Antarct. Res. Geophys. monogr.* N 7, *Amer. Geophys. Union*, 1962.
225. Rubin M. J., Giovinetto M. B. Snow accumulation in central West Antarctica as related to atmospheric and topographic factors. *J. of Geophys. Res.*, v. 67, N 13, 1962.
226. Rubin M. J., Weyant W. S. The mass and heat budget of the antarctic atmosphere. *Monthly Weather Review*, v. 91, N 10—12, 1963, p. 487—493.
227. Rundle A. S. Snow stratigraphy and accumulation (SPAMLT III). *Antarct. J. of the US*, v. 3, N 4, 1968, p. 95—96.
228. Rundle A. S. Snow accumulation and firn stratigraphy on the East Antarctic Plateau. *Antarct. Res. Ser.*, v. 16, *Antarct. Snow and Ice Stud.* II, 1971, p. 239—255.
229. Schmidt R. A. Microscopic extraterrestrial particles from the Antarctic Peninsula traverse. *Univ. of Wisconsin Geophys. and Pol. Res. Center, Res. Rep. Ser.*, N 3, 1963.
230. Schytt V. A. Snow studies at Maudheim. B. Snow studies inland. C. The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling. *Norw.-Brit.-Swed. Antarct. Exped. 1949—1952. Sci. res.*, v. 4, Oslo, 1958, 151 p.
231. Schytt V. Snow and ice temperatures in Dronning Maud Land. *Norw.-Brit.-Swed. Antarct. Exped. 1949—1952. Sci. res.*, v. 4, Oslo, 1960.
232. Schwerdtfeger W. Ice crystal precipitation on the Antarctic Plateau. *Antarct. J.*, v. 4, N 5, 1969.
233. Schwerdtfeger W., Canal L. M., Scholten I. *Meteorología Descriptiva del sector Antártico Sudamericano*. Buenos Aires, 1959, N 7, 425 p.
234. Scott R. F. The voyage of the discovery. V. 2, London, 1905.
235. Sharp R. P., Epstein S. Comments on annual rates of accumulation in West Antarctica. *Symp. at Obergurgl, Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* N 58, 1962, p. 273—285.
236. Shimizu H. Glaciological studies in West Antarctica, 1960—1962. *Antarct. snow and ice stud.* Washington, 1964, p. 37—64.
237. Snow stratigraphy and oxygen isotope variations in the glaciological pit of King Baudouin Station, Antarctica. *J. of Geophys. Res.*, v. 68, N 13, 1963. Auth.: Gonfiantini R., Togliatti V., Tongiorgi E., Breuck W. de, Picciotto E., p. 3791—3798.
238. Sorge E. Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. *Wissenschaft. Ergebn. der deutschen Grönland Exped. A Wegener 1929 und 1930/31.*, v. 3, Leipzig, 1935.
239. Stephenson P. J. Some Considerations of snow metamorphism in Antarctic Ice sheet in the light of ice crystal studies. *Physics of snow and ice*, v. 1, p. 2, 1967, p. 725—790.

240. Stuart A., Bull C. Glaciological observations on the Ross Ice Shelf near Scott Base, Antarctica. *J. of Glaciology*, v. 4, N 34, 1963, p. 399—414.

241. Stuart A. W., Heine A. J. Glaciology, Victoria Land traverse 1959—1960. Ohio State Univ. Res. Found. Rep. 968—1, 1961.

242. Swithinbank Ch. The regime of the ice shelf of Maudheim as shown by stake measurements. Norw.-Brit.-Swed. Antarct. Exped. 1949—1952. *Sci. res.*, v. 3B, 1957.

243. Swithinbank Ch. The morphology of the inland ice sheet and nunatak areas of Western Dronning Maud Land. Norw.-Brit.-Swed. Antarct. Exped. 1949—1952, *Sci. Res.*, v. 3, Glaciology I, 1958.

244. Swithinbank Ch. Maudheim revisited: the morphology and regime of the ice shelf, 1950—1960. *Norsk. Polarinst., Arbok*, 1960.

245. Taylor D. L. Glaciological studies on the South Pole traverse, 1962—1963. *Antarct. Res. Ser.*, v. 16, *Antarct. Snow and Ice Stud.* II, 1971, p. 209—224.

246. Vickers W. Glaciological report of the USNC-IGY airborge traverse unit 1957—1958. Ohio state Univ. res. found. Rep. 828—1, pt. 1, 1958.

247. Wade F. A. The physical aspects of the Ross Shelf Ice. Reports on scientific results US Antarctic Service Expedition 1939—1941. *Proc. Amer. Philos. Soc.*, v. 89, N 1, 1945.

248. Weller G. The Heat and mass balance of snow dunes on the central antarctic Plateau. *J. of Glaciology*, v. 8, N 53, 1969, p. 277—284.

249. Wilgain S. E., Picciotto E., Breuck W. de. Strontium-90 fallout in Antarctica. *J. of Geophys. Res.*, v. 70, N 24, 1965, p. 6023—6032.

250. Willet H. C. Extrapolation of sunspotclimate relationships. *J. of Meteorology*, v. 8, N 1, 1951.

251. Wright C. S., Priestley R. E. Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910—1913. London, 1922.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Краткий очерк истории исследования	7
Глава II. Климатические факторы атмосферного питания	21
1. Циркуляция атмосферы	—
2. Воздушные массы над ледниковым покровом	24
3. Перенос влаги над Антарктидой	26
4. Виды осадков	33
Глава III. Методы измерения накопления снега и оценка их точности	42
1. Осадкомерные наблюдения	—
2. Наблюдения за накоплением снега	45
А. Снегомерные наблюдения	46
Б. Стратиграфические наблюдения	66
Глава IV. Временная изменчивость накопления снега	87
1. Годовой ход накопления	—
2. Многолетняя изменчивость накопления	94
3. Периодичность накопления	106
Глава V. Пространственная изменчивость накопления снега	113
1. Зависимость накопления от высоты над уровнем моря и от расстояния до океана	—
2. Зависимость накопления от рельефа	127
3. Пространственное распределение годовых величин накопления снега	130
Заключение	133
Список литературы	141

Петров Владимир Николаевич

Атмосферное питание
ледникового покрова
Антарктиды

Редактор *В. А. Цветкова*
Художник *В. И. Алексеева*
Техн. редактор *Г. В. Ивкова*
Корректор *И. А. Крайнева*

Сдано в набор 20/VIII 1974 г. Подписано к печати 19/IV 1975 г. М-17193. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Печ. л. 10 в т. ч. 2 вкл. Уч.-пзд. л. 11,06. Тираж 750 экз. Индекс ГЛ-146. Заказ № 689. Цена 88 коп. Гидрометеиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Типография им. Котлякова издательства «Финансы» Государственного комитета Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 191023, Ленинград, Д-23, Садовая, 21.