

06
Т78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР



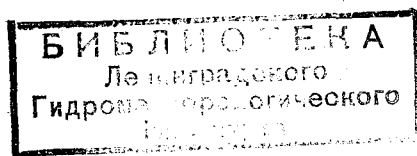
ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 115

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПО МЕТЕОРОЛОГИИ
И АКТИНОМЕТРИИ В ПЕРИОД МГГ

Под редакцией
канд. географ. наук
З. И. ПИВОВАРОВОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит статьи с результатами наблюдений по метеорологии и актинометрии во время Международного геофизического года. В большинстве статей используется материал наблюдений антарктических экспедиций.

Сборник представляет интерес для работников Гидрометслужбы и метеорологов других ведомств.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Н. П. Русин. Турбулентный теплообмен и влагообмен в Антарктиде	3
Н. П. Русин. Суммарная радиация в Антарктиде	34
С. А. Смирнов. Испарение и таяние снега в антарктическом оазисе	61
И. Д. Копанев. Особенности организации наблюдений и эксплуатации приборов в Антарктиде	67
В. М. Шапаев. О суточной изменчивости ветра на побережье Восточной Антарктиды	73
З. И. Пивоварова. Основные характеристики радиационного режима Европейской территории СССР	77
С. И. Сивков. Обобщение эмпирических зависимостей между интенсивностью солнечной радиации, высотой солнца и прозрачностью атмосферы	95
З. Я. Субботина. Коэффициент прозрачности в Антарктиде	104

Редактор *Т. В. Ушакова*

Техн. редактор *А. Н. Сергеев*

Корректоры: *М. А. Гальперина* и *Н. И. Оршер*

Сдано в набор 19/V 1960 г.

Подписано к печати 27/IX 1960 г.

Бумага 70×108¹/₁₆.

Бум. л. 3,38

Печ. л. 9,25

Уч.-изд. л. 9,51

Тираж 700 экз.

М-46768

Индекс МЛ-233

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 260

Бесплатно

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза
Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.

ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛООБМЕН И ВЛАГООБМЕН В АНТАРКТИДЕ

В статье рассматриваются вопросы расчета турбулентных потоков тепла и влаги в Антарктиде, приводятся их количественные характеристики и распределение по территории.

На основании данных антарктических экспедиций, проведенных в последние годы, можно считать доказанным, что Антарктида является единственным материком на земном шаре, где годовой радиационный баланс подстилающей поверхности (B) отрицательный. Это значит, что потеря тепла снежной поверхностью путем излучения превышает поступление тепла за счет радиации солнца и неба.

Казалось бы, что при таких условиях из года в год должно происходить понижение температуры подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха, т. е. должно иметь место похолодание климата Антарктиды. Однако этого не происходит. Температурный режим Антарктиды остается примерно постоянным или даже имеется тенденция к потеплению климата.

Причиной такой стабильности температурного режима является турбулентный теплообмен (L).

В отличие от других районов земного шара, интенсивность турбулентного теплообмена при мощных инверсиях на территории Антарктиды из-за больших скоростей ветра необычайно велика.

Если принять годовой теплообмен в снежном покрове близким к нулю и пренебречь вследствие малых значений скрытой теплотой, выделяющейся при сублимации, то для внутриматериковых районов Антарктиды можно считать, что $L=B$. Это значит, что турбулентный поток тепла здесь составляет 5—7 ккал/см² в год. На побережье Антарктиды, где имеет место большое испарение, годовая величина L в несколько раз превышает годовой радиационный баланс.

Располагая данными общеметеорологических наблюдений на антарктических станциях, а также данными специальных градиентных наблюдений, мы могли рассчитать величины интенсивности и суммы турбулентного потока тепла и влаги, используя для этого метод турбулентной диффузии и контролируя его методом радиационного баланса.

Для иностранных станций, данными градиентных наблюдений которых мы не располагали, определение турбулентного тепло- и влагообмена производилось косвенными методами, описание которых будет изложено ниже.

Прежде чем переходить к рассмотрению непосредственных величин

турбулентных потоков тепла и влаги в Антарктиде, остановимся сначала на основных физических параметрах, входящих в расчетные формулы, а также на градиентах температуры и влажности воздуха в Антарктиде.

Как известно, в основе расчета турбулентного потока тепла и влаги в метеорологии используются следующие уравнения:

$$L = -c_p \rho k_1 \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (1)$$

$$E = -\rho k_1 \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (2)$$

где c_p — теплоемкость воздуха, ρ — плотность воздуха, k_1 — коэффициент турбулентности, отнесенный к высоте 1 м и выражаемый обычно в м²/сек., $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры, $\frac{\partial q}{\partial z}$ — вертикальный градиент удельной влажности.

Учитывая, что при расчетах турбулентных потоков c_p и ρ принимаются постоянными, а частные производные $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ и $\frac{\partial q}{\partial z}$ заменяются конечными разностями, основным расчетным параметром в уравнениях (1) и (2) остается коэффициент турбулентности k_1 .

Для расчета k_1 в метеорологии в настоящее время существует ряд схем, совершенно одинаковых для условий изотермии и существенно различающихся при сверхадиабатических градиентах температуры. Для инверсионных условий удовлетворительных схем для расчета k_1 пока не существует.

По общему признанию ряда авторов [1] наиболее правильной схемой расчета k_1 при инверсионных условиях является схема, предложенная Д. Л. Лайхтманом [2], которая и была принята нами за основу.

В качестве рабочей формулы для расчета турбулентного теплообмена и влагообмена использовалась формула, уже применяемая нами в работе [3], в которую k_1 входит в неявном виде.

Эта формула имеет следующий вид:

$$Q = a \Delta u u_1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}, \quad (3)$$

где Δu — средняя за период разность температуры (для расчета потока тепла) или абсолютной влажности в миллибарах (для расчета потока влаги), измеренная в слое 0,5—2,0 м, u_1 — средняя скорость ветра на высоте 1 м за тот же период времени, a — некоторый параметр, зависящий от вертикальной устойчивости приземного слоя воздуха и шероховатости подстилающей поверхности и характеризующий степень турбулентного перемешивания в приземном слое.

ПРОФИЛИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА

Прежде чем рассматривать основные метеорологические параметры, входящие в расчетные формулы для вычисления турбулентных потоков тепла и влаги, необходимо изучить распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха, характеризующих эти параметры.

На побережье Антарктиды, не подверженном влиянию стоковых

ветров, имеет место устойчивость атмосферы с большими инверсионными градиентами температуры воздуха (при слабых ветрах) или условия, близкие к изотермии. Соответственно с этим распределялись и профили ветра. При изотермии наблюдался логарифмический профиль ветра. При устойчивом состоянии профиль ветра был криволинейным в самом нижнем слое, где влияние устойчивости сказывается особенно сильно, и логарифмическим, начиная с высоты 0,5—1 м. Таким образом, профиль ветра состоял как бы из двух компонентов: инверсионного и изотермического. Причем, чем сильнее была устойчивость в атмосфере, тем больше был угол наклона прямой к оси абсцисс.

В районах стоковых ветров распределение ветра с высотой не было изучено.

Кроме того, данные аэрологических наблюдений указывали на ослабление скорости ветра с высотой и переход ее через нуль. Все это ставило под сомнение принятую схему расчетов турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Поэтому, прежде чем переходить к расчету потоков L и E , мы попытались выяснить характер профилей ветра в приземном слое при наличии стока воздуха, а также характер профилей ветра, построенных по среднемесячным данным.

С этой целью нами были обработаны систематические измерения скоростей ветра на станции Мирный с июля 1956 г. по январь 1957 г., а на ст. Пионерская с ноября 1956 г. по январь 1957 г., проводившиеся на высотах 0,5, 1, 2 и 5,5 м. Эти наблюдения велись изо дня в день 6 раз в сутки десятиминутными или получасовыми сериями.

После окончания обработки были построены профили ветра при различных состояниях устойчивости атмосферы, а также при наличии или отсутствии стока. Распределение средних скоростей ветра по высотам при различных состояниях устойчивости в приземном слое воздуха на станциях Мирный и Пионерская приведены в табл. 1.

На основании данных табл. 1 можно судить, что в зоне стоковых ветров профили ветра остаются логарифмическими даже при значительных инверсиях температуры (Δt ниже $-0,6$). При этом с увеличением устойчивости угол наклона линии профиля с осью абсцисс несколько уменьшается. Однако в целом тангенсы угла наклона как при изотермии, так и при инверсии мало различаются, что свидетельствует о малом изменении параметра устойчивости (ϵ) при указанных градиентах температуры.

Большие скорости ветра в нижнем слое воздуха не могут разрушить приземной инверсии. В то же время вертикальный обмен при таких ветрах из-за устойчивой стратификации бывает сравнительно слабо развит, и поток воздуха близок к ламинарному.

Профиль температуры в приземном слое воздуха и профиль ветра резко различаются между собой в зависимости от того, находится ли рассматриваемый район в зоне влияния стоковых ветров или вне ее.

В районе, расположенном в зоне стоковых ветров, профиль температуры в приземном слое прямолинейный, начиная от самой поверхности. Температура при этом в нижнем 5-метровом слое повышается на $0,1-0,5^\circ$ на 1 м высоты. Выше этого слоя повышение температуры происходит медленнее и распространяется до верхнего слоя инверсии, т. е. на сотни метров.

В районах, находящихся вне влияния стоковых ветров, в зависимости от интенсивности инверсии и от характера погоды профиль температуры может иметь самый различный вид. При этом, так же как и у профиля ветра, может иметь место резкий перелом или изгиб линии профиля.

Распределение скоростей ветра по высотам на станциях Мирный и Пионерская при северном — востоко-юго-восточном и юго-восточном — южном направлениях

Месяц	Циклонические и переходные ветры северные—востоко-юго-восточные										Стоковые ветры юго-восточные—южные										Изогермия независимо от направления ветра					Конвекция независимо от направления-ветра ($\Delta t = + 0,2^\circ$)				
	инверсия I					инверсия II					инверсия I					инверсия II														
	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n					
	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n	0,5	1,0	2,0	5,5	n					

Мирный

VIII	7,9	8,6	9,2	10,2	39	5,2	5,8	6,4	7,3	9	7,7	8,5	9,3	10,4	32	5,6	6,3	6,9	7,8	5	8,8	9,6	10,3	11,5	121
IX	9,5	10,3	11,1	12,3	56	9,2	10,0	10,8	12,0	5	9,6	10,4	11,2	12,5	39	6,9	7,7	8,3	10,0	5	19,0	10,8	11,6	12,8	142
X	7,6	8,2	8,9	9,8	41	4,3	4,7	5,1	5,7	5	7,9	8,7	9,2	10,6	34	4,9	5,5	6,0	6,9	4	7,7	8,4	9,1	10,1	104
XI	12,6	13,6	14,7	16,2	5	—	—	—	—	—	10,4	11,3	12,2	13,6	21	—	—	—	—	—	9,3	10,0	10,8	11,9	19
XII	9,0	9,9	10,9	12,4	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,8	8,6	9,5	10,7	17
I	4,8	5,2	5,8	6,5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,9	4,3	4,8	5,5	7
Среднее	8,6	9,3	10,0	11,0	153	6,0	6,6	7,3	8,2	19	8,8	9,6	10,4	11,6	126	5,7	6,5	7,2	8,5	14	8,8	9,6	10,3	11,5	410

Пионерская

XII	7.3	7.9	8.6	9.5	24	8.9	9.6	10.3	11.4	60	8.1	8.8	9.5	10.5	10	8.0	8.8	9.4	10.5	6	7.1	7.7	8.2	9.1	47	7.58.1	8.7	9.6	13
I	8.7	9.4	10.1	11.2	26	8.5	9.2	10.0	11.1	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.0	8.7	9.3	10.5	98	8.89.5	10.3	11.4	74
Среднее	8.0	8.7	9.4	10.4	50	8.8	9.5	10.3	11.4	74	8.1	8.8	9.5	10.5	10	8.0	8.8	9.4	10.5	6	7.7	8.4	9.1	10.3	145	8.69.3	10.0	11.1	187

Примечание. n — число осредненных серий наблюдений. Инверсия I — условия, когда M находится в пределах от $-0,2$ до $-0,5^\circ$, инверсия — условия, когда M находится ниже $-0,6^\circ$.

Параметр шероховатости подстилающей поверхности (z_{00})

Имея надежные данные о распределении ветра с высотой в различные сезоны года при безразличном равновесии, мы могли определить параметр шероховатости (z_{00}) для различных участков поверхности Антарктиды, расположенных в зоне стоковых ветров, как на побережье, так и в глубине материка, а также для участков на морском припае, находящихся вне влияния стока.

Впервые подобного рода измерения и расчеты z_{00} в Антарктиде были проделаны Г. Лильеквистом [4]. Согласно его данным, среднемесячные величины z_{00} в Модхейме, расположенном, как известно, на шельфовом льду, в течение двух лет наблюдений колебались в пределах от 0,002 до 0,02 см и составляли в среднем 0,01 см. С повышением средних скоростей ветра до 25 м/сек. величина z_{00} возрастала примерно в 10 раз и составляла около 0,1 см, а при скоростях ветра 30 м/сек. — до 0,35 см. Данных о величинах z_{00} на коренном берегу, а также в глубине Антарктиды еще не было получено.

На станциях Мирный и Пионерская, где скорость ветра записывалась на четырех уровнях, z_{00} можно было определить как графически, так и аналитически. На выносных станциях, где скорость ветра измерялась только на двух высотах (0,5 и 2 м), z_{00} определялось только аналитическим путем.

Для вычисления z_{00} использовалась следующая формула:

$$\lg z_{00} = \frac{\lg z_2 - \frac{u_2}{u_1} \lg z_1}{1 - \frac{u_2}{u_1}}, \quad (4)$$

где z_2 и z_1 — верхний и нижний уровни, на которых определялись скорости ветра u_2 и u_1 .

В табл. 2 приведены средние месячные величины z_{00} для различных пунктов Антарктиды.

Из табл. 2 видно, что, хотя средние значения z_{00} в течение зимы могут сильно меняться, шероховатость поверхности в Антарктиде, несмотря на чрезвычайно большую бугристость, остается очень незначительной. Она во много раз меньше той, которая наблюдается над снежным покровом в средних и даже высоких широтах Северного полушария. Геометрические особенности подстилающей поверхности как бы не оказывают влияния на движение воздушного потока. Это объясняется наличием большой устойчивости в прилегающем к поверхности слое воздуха. Еще Росби указывал, что при таких условиях неровная поверхность превращается в ровную, так как все впадины между застругами заполняются более тяжелым воздухом до вершин неровностей, и воздушный поток проходит часто на уровне вершин, не затекая в глубь впадин, поскольку влияние архимедовых сил в этом случае не сказывается. Этому же способствует и хорошая обтекаемость застрогов, обусловленная устойчивым направлением ветра.

По мере приближения весны и разрушения устойчивости воздуха в дневные часы шероховатость подстилающей поверхности начинает возрастать и приближается уже к десятым долям сантиметра. Увеличения шероховатости с усилением скорости ветра вследствие переноса снега, о чем указывал Лильеквист, мы не обнаружили.

Обработка данных градиентных наблюдений за ветром на ст. Мирный в один из зимних месяцев, когда штормы и метели наблюдались особенно часто, показала, что значение параметра шероховатости при разных скоростях ветра остается примерно одинаковым (табл. 3).

Таблица 2

Средние месячные значения параметра шероховатости z_{00} в Антарктиде

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мирный <i>n</i>	(0,159) 7	—	—	—	—	—	—	0,001 120	0,009 142	0,008 104	0,004 19	0,036 17
Пионерская <i>n</i>	0,036 98											0,006 47
Модхейм <i>n</i>	0,020 24	0,019 32	(0,020) 3	0,076 22	0,010 11	0,018 28	0,078 10	0,005 4	0,009 10	0,002 25	0,014 19	0,006 12
BC-1 <i>n</i>								0,006 87				
BC-2 <i>n</i>								0,030 93				
BC-4 <i>n</i>								0,015 119	0,002 117			

Примечание. *n* — число осредненных серий наблюдений.

Таблица 3

Значения z_{00} при различных скоростях ветра в августе и сентябре 1956 г.

Станция	Скорость ветра (м/сек.)				
	0—5	5,1—10	10,1—15	15,1—20	20
Мирный, z_{00} август <i>n</i>	—	0,021 39	0,008 68	0,022 22	0,016 5
z_{00} сентябрь <i>n</i>	0,083 18	0,012 79	0,006 53	0,002 10	—
BC-4, z_{00} август <i>n</i>	0,001 23	0,024 66	0,002 24	—	—
z_{00} сентябрь <i>n</i>	0,002 25	0,001 65	0,004 20	0,011 7	—

Примечание. *n* — число серий наблюдений.Параметр устойчивости приземного слоя воздуха (ϵ)

В качестве критерия устойчивости приземного слоя воздуха, как уже указывалось, была принята величина $\epsilon = \frac{\Delta t}{u_1^2}$, пропорциональная числу Ri и, на наш взгляд, наиболее правильно характеризующая состояние устойчивости в приземном слое воздуха. Всестороннее исследование этого параметра, связь его с коэффициентом турбулентности при разных состояниях устойчивости выполнено Т. А. Огневой [5]. Из ее работы видно, что (ϵ) меняется в сравнительно небольших преде-

лах (примерно от $-0,3$ до $0,3$), а при больших скоростях ветра близок к нулю. Для зоны стоковых ветров в Антарктиде, несмотря на устойчивое состояние приземного слоя воздуха, можно было заранее предполагать, что ϵ будет близок к нулю; для территорий, где нет стоковых ветров и где при инверсиях наблюдаются слабые скорости ветра, параметр устойчивости (ϵ) должен быть положительным и может довольно значительно отличаться от нуля.

Последнее обстоятельство должно было бы затруднить обработку и вычисление потоков L и E , так как при глубоких инверсиях еще нет надежного метода для расчета коэффициента турбулентности. Однако таких районов в Антарктиде, где бы длительное время преобладали совсем небольшие скорости ветра из-за сильного влияния адвекции, оказалось очень мало. Поэтому случаи, когда нельзя было бы обработать наблюдения по принятой нами схеме, были единичными и встречались главным образом при обработке ежедневных данных. При вычислении потоков по среднемесячным характеристикам метеорологических элементов, положительные значения ϵ наблюдались лишь в глубине Антарктиды и никогда не достигали своих крайних значений ($0,3$).

В таких же примерно пределах меняются среднемесячные значения параметра устойчивости и для остальных антарктических станций, расположенных на ледниковом склоне Антарктиды и на шельфовых льдах.

В табл. 4 приведены исходные данные, необходимые для расчета параметра шероховатости и величины ϵ , полученные для прибрежной и материковой частей Антарктиды по среднемесячным данным градиентных наблюдений.

Заслуживает внимания рассмотрение хода параметра устойчивости в весенне-летний период, когда имеет место смена знака радиационного баланса подстилающей поверхности.

В табл. 5 приведены средние месячные значения Δt , u_1 и параметра ϵ на станциях Мирный и Пионерская в различное время суток.

Из табл. 5 можно сделать два вывода: 1) на побережье и в глубинных районах Антарктиды, подверженных влиянию циклонических и стоковых ветров в весенне-летний период, до момента наступления снеготаяния, несмотря на смену знака градиентов температуры воздуха, параметр устойчивости в течение суток остается близким к нулю; 2) сумма положительных градиентов температуры в течение суток примерно уравнивается суммой отрицательных градиентов, поэтому турбулентный поток тепла за сутки в это время близок к нулю. Такое состояние на склоне Антарктического плато наблюдается в течение всего лета, а на самом побережье, где в декабре и январе большую часть суток преобладает процесс таяния снега, близкий к нулю градиент температуры, а следовательно, и турбулентный поток тепла, наблюдается лишь в весенний период (октябрь—ноябрь).

Неустойчивая стратификация вблизи снежной поверхности в дневные часы весенне-летнего периода способствует возникновению сильных восходящих токов, чем и объясняется явление марева над снегом. По этой же причине образуются низкие кучевые облака в околополуденные часы в глубине Антарктиды и почти полностью разрушается летом мощный слой приземной инверсии на внутриматериковых станциях (например, на ст. Пионерская).

На побережье Антарктиды с началом таяния льда и снега вновь устанавливается устойчивое состояние, т. е. вместо зимних образуются уже летние инверсии, подобно тому как образуются они в Северном полушарии в период весеннего снеготаяния.

Среднемесячные значения Δt , u_1 и параметра устойчивости (ε) в Антарктиде по данным наблюдений 1956—1957 гг.

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мирный, февраль 1956 г. — Δt u_1 январь 1957 г. ε	-0,15 6,2 0,00	-0,10 8,3 0,00	-0,20 8,5 0,00	-0,25 9,8 0,00	-0,20 10,3 0,00	-0,15 9,4 0,00	-0,20 10,0 0,00	-0,20 8,5 0,00	-0,15 10,3 0,00	-0,10 7,3 0,00	-0,05 8,2 0,00	-0,15 6,0 0,00
Пионерская, май 1956 г. — Δt u_1 апрель 1957 г. ε	0,05 10,3 0,00	-0,10 10,6 0,00	-0,05 9,6 0,00	-0,03 10,7 0,00	-0,15 7,7 0,00	-0,10 7,5 0,00	-0,10 9,7 0,00	-0,10 8,0 0,00	-0,10 8,8 0,00	-0,05 8,1 0,00	0,01 8,8 0,00	0,05 8,2 0,00
Восток-1, 1957 г. Δt u_1 ε	—	—	—	-0,10 6,5 0,00	-0,20 5,0 0,00	-0,20 4,7 0,00	-0,25 4,2 0,03	-0,30 5,6 0,00	-0,30 6,3 0,00	-0,20 4,6 0,02	-0,10 5,8 0,00	—
Восток, 1958 г. Δt u_1 ε	-0,06 3,6 0,00	-0,23 3,3 0,00	-0,25 2,4 0,05	-0,30 3,3 0,05	-0,30 4,3 0,00	-0,36 4,0 0,01	-0,33 3,9 0,00	-0,35 3,5 0,02	-0,30 4,0 0,01	-0,13 2,9 0,02	-0,20 2,9 0,03	-0,12 3,4 0,00
Советская, 1958 г. Δt u_1 ε	—	—	-0,24 (3,0) 0,00	-0,30 2,4 0,10	-0,30 3,3 0,05	-0,35 4,4 0,03	-0,35 3,5 0,05	-0,27 3,6 0,05	-0,30 3,6 0,05	-0,12 3,0 0,02	-0,17 2,9 0,03	-0,12 2,0 0,05
ВС-4, 1956 г. Δt u_1 ε	—	—	—	—	—	—	—	-0,2 4,7 0,00	0,1 6,3 0,00	—	—	—

Таблица 5

Суточный ход Δt , u_1 и параметра устойчивости ϵ на станциях Мирный и Пионерская в весенне-летний период 1956 г., вычисленный по среднемесячным данным

Станция	Время							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный, Δt	-0,25	-0,20	0,05	0,20	0,20	0,05	-0,20	-0,15
ноябрь u_1	10,1	10,7	10,0	8,4	6,6	5,4	6,0	8,5
ноябрь ϵ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Пионерская, Δt	0,2	0,3	0,0	-0,2	-0,3	-0,3	-0,0	0,2
декабрь u_1	7,0	7,0	9,1	9,2	9,6	9,2	8,2	7,3
декабрь ϵ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Коэффициент турбулентности (k_1)

Благодаря большим скоростям ветра, наблюдающимся над большей частью Антарктиды, несмотря на наличие устойчивого состояния в нижнем слое воздуха и малую шероховатость подстилающей поверхности, вертикальный обмен воздушных масс сохраняется примерно таким же, как и при изотермии, но захватывает сравнительно небольшой слой воздуха.

Коэффициент турбулентности для таких условий с одинаковым успехом может быть рассчитан по любой из существующих схем, так как расчет его, по существу, сводится к применению известной схемы Прандтля — Кармана. Разница в коэффициентах турбулентности в этих случаях будет обусловлена лишь величиной постоянной Кармана (κ). В своих расчетах мы пользовались схемой Д. Л. Лайхтмана и рассчитанной на основании ее номограммой Т. А. Огневой [5], при вычислении которой принята

$$\kappa = 0,40 (1 + 7,5 \epsilon).$$

Коэффициент турбулентности на высоте 1 м по этой схеме выражается формулой

$$k_1 = 0,16 (1 + 7,5 \epsilon)^2 \frac{u_1 \epsilon}{1 - z_{00}^{\epsilon}} z_{00}^{2\epsilon}. \quad (5)$$

Значения коэффициентов турбулентности, рассчитанных по формуле (5), приведены в табл. 6.

Из табл. 6 видно, что коэффициент турбулентности в Антарктиде меняется в больших пределах. Максимальные значения k_1 имеют место на побережье Земли Адели в районе «Полюса ветров» (мыс Денисон и Порт Мартин), где, несмотря на наличие устойчивого состояния в приземном слое воздуха, среднемесячные значения k_1 достигают 0,30—0,35 м²/сек., т. е. самых больших значений, измеряемых когда-либо на земле. На остальных участках побережья Антарктиды, подверженных воздействию стоковых ветров, среднемесячные значения коэффициента турбулентности в течение года меняются от 0,200 до 0,100 м²/сек. Как и скорость ветра, k_1 в этих районах имеет хорошо выраженный годовой ход. Летом значения k_1 оказываются в среднем в два раза меньше, чем зимой. На ледниковом склоне, расположенном в глубине Антарктиды и удаленном от побережья на

Таблица 6

Средние месячные значения k_1 (м²/сек.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мирный — (II 1956 г. — XII 1957 г.)	0,125	0,150	0,160	0,190	0,185	0,176	0,193	0,183	0,185	0,144	0,125	0,110
Пионерская (V 1956 г. — XII 1957 г.)	0,149	0,180	0,163	0,182	0,129	0,131	0,146	0,139	0,163	0,142	0,122	0,117
Восток-1 (1957 г.)	—	—	—	0,110	0,085	0,080	0,055	0,095	0,112	0,055	0,097	—
Комсомольская (1956 г.)	—	—	—	—	0,045	0,045	0,045	0,020	0,045	0,045	—	—
Восток (1958 г.)	0,060	0,055	0,030	0,040	0,073	0,065	0,042	0,038	0,046	0,045	0,045	0,035
Советская (1958 г.)	—	—	0,050	0,020	0,040	0,060	0,035	0,040	0,040	0,040	0,035	0,022
Дюмон-Дюрвиль (II 1956 г. — I 1957 г.)	—	0,145	0,230	0,135	0,145	0,135	0,098	0,160	0,175	0,148	0,135	0,153
Мыс Денисон (II 1912 г. — XII 1913 г.)	0,192	0,238	0,325	0,318	0,360	0,332	0,360	0,336	0,285	0,325	0,252	0,242
Порт Мартин (1950 — 1952 гг.)	0,170	0,255	0,340	0,300	0,245	0,280	0,265	0,280	0,240	0,230	0,220	0,170
Моусон (1955 — 1957 гг.)	0,137	0,163	0,157	0,141	0,187	0,171	0,195	0,150	0,158	0,170	0,163	0,120
Мак-Мердо (1902... 1912 гг. 5 лет)	0,068	0,100	0,115	0,090	0,101	0,109	0,110	0,110	0,095	0,090	0,085	0,070
Лигитл-Америка (1957 г.)	0,070	0,065	0,090	0,065	0,060	0,055	0,045	0,043	0,048	0,065	0,065	0,055
Амундсен-Скотт (1957 г.)	—	—	—	—	0,125	0,125	0,105	0,115	0,090	0,095	0,070	0,060
Берд (1957 г.)	—	—	—	0,140	0,115	0,110	0,140	0,170	0,135	0,105	0,105	0,095
Шарко (1957 г.)	—	—	—	0,125	0,140	0,135	0,125	0,140	0,140	0,145	0,135	0,115

сотни километров (станции Пионерская, Восток-1, Шарко, Мэри Бэрд) коэффициент турбулентности не имеет ясно выраженного годового хода и в течение всего времени остается примерно одинаковым ($0,100-0,150 \text{ м}^2/\text{сек.}$).

Далее к «полюсу относительной недоступности» k_1 постепенно убывает и в районе станций Комсомольская, Восток, Советская составляет $0,02-0,04 \text{ м}^2/\text{сек.}$

На побережье Антарктиды, где нет стоковых ветров, но велико влияние циклонических ветров, k_1 колеблется в среднем от $0,05$ до $0,100 \text{ м}^2/\text{сек.}$ При отсутствии циклонических ветров, когда здесь образуются сильные приземные инверсии, значения k_1 , как будет показано ниже, очень малы. Соответственно с этим распределяются и средние годовые значения k_1 . В районе «полюса ветров» турбулентность оказывается примерно в 10 раз большей, чем в глубине Антарктиды, а на побережье, подверженном влиянию стока, она примерно в два раза больше, чем на участках, где сток отсутствует.

Интересны суточный ход коэффициента турбулентности на побережье и в глубине Антарктиды в различные сезоны года, а также зависимость k_1 от скорости ветра.

Такой анализ можно сделать на основании детальных наблюдений за ветром на станциях Мирный и Пионерская.

Из работы [6] известно, что суточный ход скорости ветра на побережье противоположен суточному ходу в глубине Антарктиды. На побережье максимум скорости ветра наблюдается ночью, а в глубине материка — днем. Минимум скорости ветра на побережье наблюдается днем, а в глубине Антарктиды — ночью.

Естественно ожидать, что такой же суточный ход будет иметь и коэффициент турбулентности.

В табл. 7 приведен суточный ход среднемесячных значений k_1 на станциях Мирный и Пионерская для различных периодов 1956 г.

Таблица 7

Суточный ход среднемесячных значений k_1 на станциях Мирный и Пионерская

Месяц	Время							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный								
III	0,161	0,170	0,177	0,170	0,151	0,146	0,153	0,161
VII	0,176	0,185	0,175	0,173	0,169	0,185	0,190	0,193
X	0,157	0,155	0,147	0,115	0,080	0,080	0,115	0,147
XII	0,132	0,140	0,135	0,106	0,102	0,085	0,085	0,120
Пионерская								
VII	0,170	—	0,162	—	0,165	—	0,165	—
X	0,125	—	0,145	—	0,150	—	0,130	—
XII	0,120	0,120	0,155	0,157	0,165	0,155	0,140	0,125

Из табл. 7 видно, что с наступлением осени вместе с ростом коэффициента турбулентности начинает сглаживаться его суточный ход. В июле суточного хода k_1 практически не наблюдается ни на побережье, ни в глубине Антарктиды. В октябре суточный ход k_1 на побережье выражен очень четко. Турбулентность в полуденные и послеполуденные часы уменьшается по сравнению с ночным периодом вдвое.

В этом же месяце начинает сказываться frost турбулентности днем на ст. Пионерская.

В летние месяцы суточный ход коэффициента турбулентности повсюду выражен очень отчетливо.

В районах Антарктиды, не подверженных влиянию стока, зимой при антициклональных условиях имеют место очень развитые радиационные инверсии температуры.

По нашим наблюдениям на ВС-4 и наблюдениям Лильеквиста в Модхейме, разности температуры воздуха в слое 0,5—2 м достигали 2—3°, а в слое 0,0—10 м — 10—15°.

Известно, что удовлетворительной методики расчета коэффициента турбулентности при таких инверсиях не существует, поэтому получить сколь-либо надежные данные о k_1 , а следовательно, и о турбулентном теплообмене для этих районов оказалось затруднительно.

Лильеквист [4] сделал попытку определить k_1 для глубоких инверсий на основании анализа 100 профилей ветра, построенных им при различных градиентах температуры. Значения k_1 , рассчитанные им для различных градиентов температуры в приземном слое при $u_{10}=1$ м/сек., приведены в табл. 8.

Таблица 8

Значения k_1 при различной степени устойчивости приземного слоя воздуха в Модхейме ($\text{см}^2/\text{сек.}$)

Δt	град/м	0,0	0,25	0,5	1,0	1,5	2,5
k_1	$\text{см}^2/\text{сек.}$	1403	57,3	35,5	20,5	14,6	9,1

Приведенные данные свидетельствуют о том, что с установлением инверсии $\Delta t \approx 0,25^\circ$ на 1 м турбулентность уменьшается по сравнению с турбулентностью при изотермии почти в 30 раз, после чего она продолжает убывать значительно слабее.

Не меньший интерес представляет вопрос об изменении турбулентности с высотой в приземном слое. Как уже указывалось, рост скорости ветра с высотой при стоке прослеживается лишь в нижнем слое (несколько десятков метров), после чего скорость ветра, а следовательно, и коэффициент турбулентности с высотой начинают быстро убывать.

Общая закономерность изменения коэффициента турбулентности (k) с высотой, описываемая равенством $k=k_1z$, сохраняется в Антарктиде примерно до тех же высот, что и в Северном полушарии (несколько десятков метров), но затем коэффициент турбулентности в условиях Антарктиды не стремится к постоянной величине, а начинает быстро падать вследствие резкого уменьшения скорости ветра с высотой.

ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛОБМЕН В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА

Методика расчета

Одной из основных особенностей турбулентного теплообмена в приземном слое воздуха над Антарктидой является постоянное направление турбулентного потока тепла сверху вниз, т. е. из воздуха к снежной поверхности, вследствие наличия здесь температурных инверсий.

В отличие от других районов земного шара, интенсивность турбулентного теплообмена при инверсиях на территории Антарктиды из-за больших скоростей ветра необычайно велика.

Если принять годовой теплообмен в снежном покрове близким к нулю и пренебречь скрытой теплотой парообразования, то для внутриматериковых районов Антарктиды можно считать, что $B=L$. Это значит, что турбулентный поток тепла составляет 5—7 ккал/см² в год. На побережье Антарктиды, где имеет место большое испарение, годовая величина L должна быть еще больше.

Располагая данными общеметеорологических наблюдений на антарктических станциях, а также данными специальных градиентных наблюдений, проводившихся различными экспедициями, мы рассчитали месячные, суточные и даже среднечасовые величины L в различные периоды года.

Для иностранных станций, данными градиентных наблюдений по которым мы не располагали, необходимые исходные величины Δt и u_1 определялись расчетным путем. Параметр шероховатости для этих станций принимался в среднем таким, каким он был определен нами и Лилъеквистом, т. е. для зимних месяцев 0,01 см, а для летних 0,03—0,05 см.

Поскольку ε для всех станций Антарктиды близок к нулю, среднемесячные величины скорости ветра на высоте 1 м находились по логарифмическому закону, если при этом известна была скорость ветра на какой-либо высоте, т. е.

$$u_1 = u_z \frac{\ln \frac{1}{z_{00}}}{\ln \frac{z}{z_{00}}} \quad (6)$$

Несколько иначе рассчитывалась разность температуры воздуха $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$. Для большинства антарктических станций были известны лишь средние температуры воздуха на высоте 2 м и для некоторых станций (исключая советские) — температура на уровне деятельной поверхности. На тех станциях, где температура деятельной поверхности (льда или снега) была известна, вначале рассчитывалась по логарифмическому закону температура воздуха на высоте 0,5 м ($t_{0,5}$), а затем уже находилась Δt . Такой расчет производился, исходя из следующих предположений. Учитывая, что параметр шероховатости z_{00} в условиях Антарктиды был мал, мы могли с полным основанием принять температуру на уровне z_{00} такой же, как и на уровне деятельной поверхности, т. е. равной t_0 , не производя при этом каких-либо дополнительных пересчетов.

В этом случае, согласно логарифмическому закону,

$$t_{0,5} - t_0 = (t_{2,0} - t_0) \frac{\ln \frac{z_{0,5}}{z_{00}}}{\ln \frac{z_{2,0}}{z_{00}}} \quad (7)$$

или

$$t_{0,5} = t_0 + (t_0 - t_{2,0}) \frac{\ln \frac{z_{0,5}}{z_{00}}}{\ln \frac{z_{2,0}}{z_{00}}} \quad (8)$$

обозначив $\frac{\ln \frac{z_{0,5}}{z_{00}}}{\ln \frac{z_{2,0}}{z_{00}}} = A$, получим

$$t_{0,5} = t_0 + A \Delta t \quad (9)$$

С помощью таких расчетов нами были получены разности температур для станций Модхейм и Порт Мартин. Гораздо сложнее было определить разности температур на тех иностранных станциях, для которых не имелось данных о температурах подстилающих поверхностей.

Для этих станций t_0 приходилось находить с помощью корреляционных связей между $t_{2,0}$ и $t_{0,0}$, установленных по данным соседних станций или станций, расположенных в аналогичных условиях.

Для прибрежных станций графики таких связей мы построили на основании данных наблюдений станций Мирный, Порт Мартин и ВС-4. Для станций, расположенных на склонах ледникового плато и отличающихся большими скоростями ветра (Амундсен-Скотт, Шарко, Бэрд), такие связи были получены по данным станций Пионерская и Восток-1.

Графики корреляционной зависимости строились по среднемесячным данным отдельно для зимнего (март — октябрь) и для весенне-летнего периодов (ноябрь — февраль). Вначале графики были построены для каждого срока наблюдений. Впоследствии они были объединены, так как мало различались между собой.

Корреляционные связи между $t_{2,0}$ и t_0 оказались настолько тесными, а разброс точек так мал, что мы без больших погрешностей могли в дальнейшем использовать эти графики для нахождения t_0 для большинства иностранных станций Антарктиды. Исключение составлял лишь график связи за дневной срок летнего периода, когда при наличии прямой радиации термометры, лежащие на поверхности снега или льда, не могут давать надежных показаний температуры подстилающей поверхности. Для прибрежных станций при положительных температурах воздуха температуру тающего льда и снега можно принимать равной 0° , а для внутриматериковых станций t_0 приходилось определять с несколько большей погрешностью.

Рассчитанные среднемесячные величины Δt и величины Δt , полученные путем систематических градиентных наблюдений, оказались весьма близкими.

В табл. 9 приведены среднемесячные значения разностей температур воздуха, полученные путем измерения и расчета для станций Мирный и Пионерская.

Таблица 9

Среднемесячные разности температур в слое 0,5—2,0 м, полученные путем измерения (а) и расчета (б) на станциях Мирный и Пионерская с июня 1956 г. по январь 1957 г.

Станция		VI 56 г.	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I 57 г.
Мирный	а	-0,20	-0,20	-0,20	-0,20	-0,10	-0,05	—	—
	б	-0,15	-0,28	-0,21	-0,15	-0,08	-0,09	0,0	-0,2
Пионерская	а	—	—	—	—	—	-0,10	-0,20	-0,10
	б	-0,17	-0,20	-0,20	-0,15	-0,12	-0,13	-0,13	-0,07

Из табл. 9 видно, что измеренные и рассчитанные разности температур различаются в пределах точности их измерений существующими методами. Поэтому для получения сравнимых данных на всех стан-

циях при последующих расчетах мы всюду пользовались разностями температур в слое 0,5—2,0 м, не измеренными, а рассчитанными по формуле.

Величины турбулентного потока тепла в Антарктиде

На основании полученных описанными выше способами исходных данных были рассчитаны месячные суммы турбулентного потока тепла для 22 антарктических станций. Результаты расчетов приведены в табл. 10.

Как видно из табл. 10, по годовым суммам турбулентного теплообмена в Антарктиде можно выделить следующие четыре зоны:

1. Участки побережья (шельфовые льды, оазисы и др.), которые в силу географического положения не подвержены влиянию стоковых ветров. Годовая сумма турбулентного потока тепла здесь составляет около -8 , -12 ккал/см² в год. Турбулентный теплообмен на этих участках обуславливается главным образом интенсивностью адвекции теплого морского воздуха на более холодную подстилающую поверхность.

Ветры циклонического характера здесь наблюдаются более чем полгода. В остальное время отмечается переходный или антициклональный характер погоды со слабыми ветрами и частыми штилями. В такие периоды, несмотря на наличие сильных приземных инверсий, вклад турбулентного потока тепла в общегодовую сумму L , как это видно из анализа материалов выносных станций и данных Лильеквиста, очень невелик.

2. Участки побережья, подверженные влиянию стоковых ветров. Годовая сумма турбулентного потока тепла на этих участках достигает -15 , -20 ккал/см² и даже более. Стоковые ветры здесь наблюдаются в 40—50% всех случаев за год. Влияние стоковых ветров на увеличение месячных сумм турбулентного потока тепла по сравнению с циклоническими ветрами в этой зоне можно оценить по разности между годовой суммой L на участках побережья, подверженных влиянию стока, и на участках, где стока нет. Стоковые ветры в два, даже три раза и более увеличивают годовую сумму L . Особенно в этом отношении характерны участки побережья, находящиеся в районе так называемого «полюса ветров» (Порт Мартин, Мыс Денисон), где, как уже указывалось, даже среднегодовая скорость ветра достигает 20 м/сек.

По данным, приведенным Леве [7] для Порты Мартин, среднегодовая температура воздуха была $-12,3^\circ$, а среднегодовая температура подстилающей поверхности равнялась $-14,5^\circ$, т. е. была на $2,2^\circ$ ниже чем температура воздуха. В этом случае разность температур в слое 0,5—2 м, вычисленная на основании формулы (7), при шероховатости $z_{00}=0,01$ см равна $0,33^\circ$. При этих условиях среднегодовая интенсивность турбулентного потока тепла, рассчитанная по формуле (3), здесь оказалась равной около 23 — 24 ккал/см² в год.

3. Обширная зона, представляющая собой пологий склон ледникового купола Антарктиды. Годовая сумма L здесь составляет около 7 — 10 ккал/см². Турбулентный поток тепла в этой зоне обуславливается главным образом стоковыми ветрами, господствующими здесь круглый год, повторяемость которых достигает в отдельные месяцы 90%. Влияние адвекции более теплого морского воздуха менее значительно. Ее роль можно приблизительно оценить, сопоставив повторяемость здесь циклонических и стоковых ветров. Например, на станциях Пионерская и Восток-1, повторяемость циклонических ветров за 7 зимних месяцев

Месячные суммы турбулентного потока тепла в Антарктиде (ккал/см²)

Станция и период наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мирный, 1956—1959 гг. (3 года)	-0,5	0,1	-1,0	-1,8	-1,6	-1,9	-1,9	-2,2	-1,5	-0,5	-0,1	-0,7	-13,6
Шельф Шектона, (1912—1913 гг. 11 месяцев)	-0,7	-0,0	—	-0,9	-1,4	-0,8	-1,2	-0,5	-0,7	-1,4	-0,3	-0,7	(-9,5)
Порт Мартин, 1950—1951 гг. (1 год 11 мес.)	0,2	-0,9	-2,2	-2,4	-2,8	-3,0	-2,9	-3,1	-2,0	-1,9	-0,6	0,1	-21,5
Дюмов-Дюрвиль, 1956—1957 гг. (1 год 10 мес.)	-0,5	-0,2	-2,1	-1,8	-1,8	-2,2	-1,2	-1,6	-1,5	-1,0	-0,5	-0,7	-15,1
Моусон, 1955—1957 гг. (2,5 года)	0,1	-0,7	-1,4	-1,4	-2,1	-1,9	-2,2	-1,7	-1,7	-1,7	0	0,1	-14,6
Норвегия, 1957 г.	—	—	—	-1,2	-1,2	-1,8	-1,3	-1,3	-0,9	-0,9	-0,1	-0,3	—
Сёва, 1957 г.	—	—	-0,4	-1,0	-0,9	-1,2	-1,3	-1,0	-0,9	-0,9	-0,1	0,2	—
Мак-Мердо, 1902... 1912 гг. (5 лет)	-0,1	-0,8	-1,4	-1,1	-1,3	-1,5	-1,6	-1,6	-1,2	-1,1	-1,0	-0,2	-12,9
Халли-Бей, 1957 г.	—	—	-1,0	-1,2	-1,4	-1,4	-1,1	-1,2	-1,1	-1,0	-0,9	0,0	—
Халли-Бей, (1,2 года)	-0,1	-0,5	-0,7	-1,0	-0,9	-1,3	-1,0	-1,2	-1,4	-1,1	-1,0	-0,3	-10,5
Халли-Бей, 1957 г.	—	—	-1,1	-1,0	-1,3	-1,6	-1,6	-1,0	-1,0	-0,9	-1,0	-0,5	-11,0
Литтл-Америка, 1929—1930 и 1934—1935 гг.	-0,5	-0,7	-1,2	-1,0	-1,0	-1,1	-1,0	-1,0	-1,3	-1,1	-0,8	-0,3	-11,0
Литтл-Америка, 1957 г.	—	—	-1,2	-1,0	-1,5	-1,9	-1,3	-1,4	-1,0	-1,0	-0,6	-0,1	—
Мыс Адер, 1899—1900 и 1911 гг.	0	—	-0,3	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,1	—
Франкхейм, 1911—1912 гг.	-0,4	—	—	-0,9	-0,6	-0,8	-1,0	-0,9	-1,0	-1,3	-0,8	-0,3	—

Континентальные станции

Пионерская, 1956—1958 гг. (2,5 года)	0,4	-0,2	-0,5	-0,4	-1,2	-1,2	-1,1	-1,2	-0,9	-0,4	-0,4	-0,8	-7,9
Восток-1, 1957 г.	—	—	—	-0,6	-1,0	-1,2	-1,0	-1,2	-1,6	-0,8	—	—	-7,7
Комсомольская, 1958 г.	0,3	-0,1	-1,4	-1,2	-1,4	-1,1	-1,2	-0,7	-0,9	-0,6	0,1	0,5	-6,6
Восток, 1958 г.	0,5	0,1	-0,3	-0,9	-1,7	-1,4	-1,0	-0,9	-1,3	0,0	0,0	0,6	—
Советская, 1958 г.	—	—	-0,5	-0,9	-1,0	-1,4	-1,1	-1,1	-1,1	-1,0	-0,7	0,4	—
Шарко, 1957 г.	—	—	—	-0,5	-0,7	-1,0	1,0	-1,2	-1,1	-0,8	-0,5	-0,6	—
Бёрд, 1957 г.	—	—	—	-0,5	-0,6	-0,8	-1,2	-1,5	-1,1	-0,6	-0,5	-0,6	—
Амундсен-Скотт, 1957 г.	—	—	—	—	-1,1	-0,9	-1,2	-1,2	-1,0	-0,8	-0,3	-0,3	—

Прибрежные морские станции

Гаусс, 1902—1903 гг. (1 год)	0,1	0	-0,5	-0,8	-1,3	-0,7	-1,0	-1,6	-0,7	-0,6	-0,3	0,2	-7,2
Бельгика, 1898—1899 гг. (1 год)	0,2	0	-1,1	-1,2	-1,0	-1,1	-1,0	-1,0	-1,1	-0,6	-0,4	0,2	-8,1
ВС-4 (1956 г.)	—	—	—	—	—	—	—	-0,8	0,2	—	—	—	—

(март—сентябрь) составляла около 30%. Если учесть, что скорости ветра любых направлений на этих станциях приблизительно одинаковы, то, следовательно, будет одинакова и интенсивность турбулентного потока тепла. Таким образом, повышение годовой суммы L за счет циклонических ветров составит 2,5—3 ккал/см².

4. Внутренние области антарктического плато. Годовая сумма L здесь составляет около 5—7 ккал/см². Турбулентный поток тепла в этой зоне (как уже указывалось) обуславливается главным образом наличием мощных инверсий и большим перепадом температур между подстилающей поверхностью и воздухом. Сравнительно небольшие скорости ветра, которые наблюдаются в центральных областях Антарктиды, не могут разрушить этих инверсий, но способствуют, как это будет показано ниже, увеличению турбулентного потока тепла к подстилающей поверхности. Поэтому в центральных областях Антарктиды, где средние годовые скорости ветра в 2—3 и даже 5 раз меньше, чем на ледниковом склоне и побережье, годовая сумма L почти такая же, как и на склоне.

Из табл. 10 видно, что турбулентный поток тепла в каждой зоне имеет хорошо выраженный годовой ход, характерный для любой зоны и не имеет прямой связи с годовым ходом коэффициента турбулентности.

Если в годовом ходе коэффициента турбулентности на побережье наблюдается в году лишь один максимум (зимой) и один минимум (летом), то в годовом ходе турбулентного потока тепла в этой зоне имеются в течение года два максимума и два минимума.

В глубине Антарктиды, где максимальная турбулентность наблюдается в летнее время, а минимальная — в зимнее, месячные суммы турбулентного потока тепла, наоборот, достигают наибольших значений зимой, а наименьших летом. Такое своеобразие годового хода L объясняется особенностями суточного хода температуры воздуха и подстилающей поверхности, а вследствие этого и градиента температуры в приземном слое воздуха в полярных областях. Остановимся на этом подробнее.

В табл. 11 приведен суточный ход среднемесячных разностей температуры воздуха (Δt) в слое 0,5—2,0 м на побережье и в глубине Антарктиды в различные сезоны года.

Таблица 11

Суточный ход среднемесячных разностей температуры воздуха (Δt) в слое 0,5—2,0 м в различные периоды года на станциях Мирный, Пионерская и ВС-4

Станция	Ме- сяц	Время							
		1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный	VII	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,15	-0,2	-0,2
	X	-0,2	-0,2	-0,2	0,1	0,2	0,0	0,25	0,2
	XI	-0,25	-0,2	0,05	0,2	0,2	0,05	-0,2	-0,2
	I	-0,2	-0,2	0,0	-0,05	-0,1	-0,15	-0,15	-0,2
	IV	-0,2	—	-0,2	—	0,1	—	-0,2	—
Пионерская	VII	-0,2	—	-0,2	—	-0,2	—	-0,2	—
	X	-0,2	—	-0,1	—	0,4	—	-0,3	—
	I	-0,2	-0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	-0,1	-0,2
	IV	-0,2	—	-0,1	—	0,2	—	-0,3	—
ВС-4	VIII	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,05	-0,1	-0,2	-0,2
	IX	-0,3	-0,2	0,0	0,2	0,2	-0,2	0,0	-0,2

Из табл. 11 видно, что с наступлением весны градиенты температуры воздуха в приземном слое дважды, переходя через нуль, меняют свой знак. Чем ближе к лету, тем период с положительными градиентами становится все длиннее и длиннее. В результате этого турбулентный поток тепла, направленный ночью к подстилающей поверхности (снежный покров), днем оказывается направленным обратно. В течение суток отрицательные и положительные значения Δt взаимно компенсируются, в результате чего суточные суммы, а следовательно, месячная сумма турбулентного потока тепла, к концу весны оказываются близкими к нулю.

В прибрежных районах, где отсутствуют стоковые ветры, действие радиационных факторов сказывается сильнее, чем в районах со стоковыми ветрами, поэтому турбулентный теплообмен становится близким к нулю уже в начале весны, а к середине весны он уже меняет знак. В результате такого суточного хода L в этой зоне таяние снега должно начаться раньше, чем в зоне стоковых ветров.

Чтобы убедиться в этом, достаточно обратить внимание на суточный ход разностей температур и турбулентного теплообмена в период с августа по сентябрь на станциях Мирный и ВС-4 (табл. 12). Но нагревание снежной поверхности, как известно, не может продолжаться беспрестанно. Уже в ноябре в дневные часы температура ее достигает 0° . Начинается таяние снега. Если в это время нет адвекции тепла с моря, то температура нижнего слоя воздуха и подстилающей поверхности скоро выравнивается и турбулентный поток тепла становится равным нулю. Если же наблюдается адвекция тепла с моря, как это, например, имеет место на побережье Антарктиды летом в дневные часы вследствие бризовой циркуляции, то ночная радиационная инверсия днем сменяется инверсией снеготаяния. Вследствие такого своеобразия физических процессов на побережье Антарктиды летом, как и зимой, в течение круглых суток отмечается устойчивая стратификация, и турбулентный поток тепла так же, как и зимой, вновь оказывается отрицательным, т. е. направленным вниз. Разница между летним и зимним режимом L заключается лишь в некотором своеобразии суточного хода.

В табл. 12 приведены среднемесячные значения интенсивности турбулентного потока тепла, полученные в основные сроки наблюдений для разных сезонов года по данным Первой антарктической экспедиции.

Из табл. 12 видно, что если в середине зимы интенсивность турбулентного потока тепла на побережье не менялась в течение суток, то уже к концу зимы она имеет хорошо выраженный суточный ход. Максимальная интенсивность L наблюдается перед восходом солнца, минимальная — в послеполуденные часы. Таким образом, на побережье суточный ход турбулентного потока тепла в зимний период следует за ходом коэффициента турбулентности.

В сентябре нагревание подстилающей поверхности становится настолько сильным, что среднечасовые значения интенсивности L днем становятся нулевыми или даже приобретают положительный знак (ВС-4).

С наступлением весны, т. е. с октября, величина L становится положительной на протяжении нескольких часов, а в ноябре — уже большую часть суток.

Интересно отметить, что в конце весны (ноябрь) максимальные положительные значения L приходятся не на полуденные или послеполуденные часы, а на предполуденные часы. Это связано с тем, что большим положительным градиентам температуры в это время сопутствуют

Таблица 15

Среднемесячные значения интенсивности L на станциях Мирный, Пионерская и ВС-4 (кал/см²мин.)

Станция	Ме- сяц	Время							
		1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный	VII	-0,042	-0,044	-0,041	-0,041	-0,040	-0,035	-0,045	-0,046
	VIII	-0,035	-0,034	-0,040	-0,030	-0,015	-0,008	-0,024	-0,034
	IX	-0,045	-0,040	-0,035	0,000	0,000	-0,025	-0,040	-0,042
	X	-0,037	-0,036	-0,017	0,027	0,017	0,000	-0,034	-0,035
	XI	-0,044	-0,040	0,013	0,033	0,026	0,001	-0,020	-0,027
	XII	-0,044	-0,028	-0,009	-0,015	-0,013	-0,023	-0,011	-0,016
	I	-0,039	-0,038	-0,000	-0,009	-0,015	-0,019	-0,015	-0,031
Пионерская	VII	-0,040	—	-0,039	—	-0,040	—	-0,040	—
	X	-0,040	—	-0,018	—	0,025	—	-0,045	—
	XII	-0,040	-0,015	-0,020	0,040	0,040	0,040	-0,020	-0,035
	I	-0,035	-0,035	0,020	0,040	0,045	0,040	-0,017	-0,033
ВС-4	VIII	-0,029	-0,030	-0,019	-0,010	-0,005	-0,010	-0,023	-0,025
	IX	-0,032	-0,027	0,000	0,030	0,030	0,028	0,000	-0,027

хотя и ослабевающие, но все еще значительные скорости ветра, который к полудню часто стихает до штиля.

В летние месяцы года, как уже указывалось, направление турбулентного потока тепла вновь становится отрицательным.

Суточный ход L в летние месяцы довольно своеобразен. Максимальные величины турбулентного потока по-прежнему наблюдаются в ночные и ранние утренние часы, когда преобладают наибольшие скорости ветра. Наименьшие интенсивности наблюдаются в поздние утренние и вечерние часы после восхода и перед заходом солнца, когда градиент температуры переходит через нуль. В дневные часы отрицательный поток тепла мало меняется. К вечеру он начинает возрастать, но остается значительно меньшим, чем ночью.

Рассматривая особенности суточного хода градиентов температуры в приземном слое воздуха и особенности турбулентного теплообмена в различные периоды года в сочетании с суточным и годовым ходом коэффициента турбулентности, можно легко объяснить указанное выше своеобразие и в годовом ходе L .

Как уже указывалось, первый максимум L на побережье наблюдается в зимний период, причем отнести его к какому-либо одному месяцу нельзя. С апреля—мая по октябрь турбулентный поток тепла во всех зонах Антарктиды сравнительно мало меняется от месяца к месяцу. Отклонения от среднесезонных величин имеют разные знаки, что свидетельствует о большой зависимости среднемесячных значений L от среднемесячных скоростей ветра. При более длительном ряде наблюдений, как, например, на ст. Литтл-Америка, такие колебания сглаживаются.

С наступлением весны турбулентный поток повсюду уменьшается и в октябре—ноябре, а на шельфах и морском припайе даже в сентябре становится близким к нулю, что, как уже указывалось, связано не столько с уменьшением турбулентного обмена, которое наблюдается здесь в это время, сколько с переходом градиента температуры через нуль и изменением его знака в дневные часы.

В летний период, когда на побережье преобладают положительные температуры воздуха, а над ледяными и снежными поверхностями образуются инверсии снеготаяния, которые с наступлением вечера и с переходом радиационного баланса через нуль сменяются обычными радиационными инверсиями, вновь создаются условия для устойчивого отрицательного турбулентного потока тепла, направленного к подстилающей поверхности, т. е. образуется второй максимум в годовом ходе L .

В феврале, когда среднесуточные температуры воздуха вновь становятся отрицательными, градиент температуры, а вместе с ним и турбулентный поток тепла в дневные часы вновь меняют знак, т. е. создаются условия, аналогичные тем, которые имели место весной. Положительный поток тепла днем в значительной мере компенсируется отрицательным потоком ночью и месячная сумма L вновь уменьшается, т. е. образуется второй минимум в годовом ходе L . На побережье, где таяние снега не наблюдается, а также в глубине Антарктиды вторичного максимума и вторичного минимума в месячных суммах L не наблюдается.

Ввиду того что температура воздуха в глубине Антарктиды всегда отрицательная, температура подстилающей поверхности в летнее время значительную, а в декабре даже большую часть суток бывает на несколько градусов выше температуры воздуха. В этот период, несмотря на сильные ветры вблизи подстилающей поверхности, возникают большие сверхадиабатические градиенты и турбулентный поток тепла оказывается не только положительным, но и достигает больших абсолютных значений. Интенсивность L в полдень, например, на ст. Пионерская, в отдельные дни достигала 0,10—0,15 кал/см² мин. Столь значительная турбулентность вызывает образование струй воздуха, которые часто становятся заметными даже на глаз, в виде упорядоченной конвекции. Особенно часто это явление наблюдается в утренние и вечерние часы, когда скорости ветра бывают небольшими, а сверхадиабатические градиенты достигают 1° и более на 1 м. Переход градиентов температуры через нуль на ст. Пионерская летом происходил около 4—5 и 17—18 часов. Максимум L всюду наблюдался в полуденные, а не в послеполуденные часы, что связано не столько с суточным ходом температуры подстилающей поверхности, сколько с особенностями суточного хода коэффициента турбулентности в глубине Антарктиды, максимальные значения которого наблюдались в полдень. Вечером, когда солнце опускается

к горизонту и градиент температуры вновь меняет знак, турбулентный поток становится отрицательным.

Особый интерес представляет рассмотрение интенсивности турбулентного потока тепла при наличии глубоких приземных инверсий, которые, как уже указывалось, наиболее часто наблюдаются в районах, не подверженных влиянию стока.

На основании исследований

Лильеквиста в Модхейме турбулентный поток тепла при сильных инверсиях оказался очень мало

зависящим от градиента температуры в приземном слое.

В табл. 13 приведены изменения интенсивности L в зависимости от градиента температуры при $u_{10}=1$ м/сек. (по наблюдениям в Модхейме).

На основании этих исследований Лильеквист делает вывод о том, что при инверсиях менее 2,5° на 1 м турбулентный поток тепла мал и его

Таблица 13

Интенсивность L в Модхейме при сильных инверсиях

Градиент температуры (град/см)	L кал/см ² мин.
0,0	0,0000
0,025	0,0030
0,062	0,0046
0,125	0,0053
>0,25	0,0058

можно не учитывать, а при инверсиях более $2,5^\circ$ на 1 м интенсивность турбулентного потока тепла зависит только от скорости ветра.

Таким образом, общая формула для расчета турбулентного потока тепла в глубоких инверсиях при $u_{10} > 1$ м/сек., по Лильеквисту, будет иметь следующий вид:

$$L = 0,0058 u_{10} \text{ кал/см}^2 \text{ мин.} \quad (10)$$

Примерно к такому же выводу пришел еще в 1933 г. Свердрупп, проводивший измерения в Арктике на пакковом льду. Разница заключалась лишь в величине константы, которая у Свердруппа была равна не 0,0058, а 0,0044.

Исследования, проведенные Лёве в Порту Мартин при глубоких инверсиях, также подтвердили рост турбулентного потока тепла только до определенного предела Δt . Измеряя Δt в слое от 1 до 20 см, он получил значения L , приведенные в табл. 14, и пришел к выводу, что величина L растет только до $\Delta t = 0,04$ град/см, после чего остается постоянной.

Таблица 14

Турбулентный поток тепла при глубоких инверсиях
по наблюдениям в Порту Мартин (кал/см² мин.)

Δt град/см	Число наблюдений	L кал/см ² мин.
0,015	48	0,045
0,015—0,035	67	0,054
0,035—0,055	45	0,091
>0,055	67	0,080

Средняя интенсивность турбулентного потока тепла, полученная Лильеквистом в Модхейме в целом для зимнего периода, оказалась равной примерно $-0,03$ кал/см²мин. или около $-1,2$ ккал/см² в месяц, что соответствует и нашим расчетам.

В зависимости от скорости ветра на высоте 10 м интенсивность L по измерениям Лильеквиста распределяется следующим образом (табл. 15).

Таблица 15

Интенсивность турбулентного потока тепла
в Модхейме

u_{10}	Число наблюдений	L кал/см ² мин.
3,17	3	0,0193
4,62	5	0,0256
5,28	6	0,0293
6,18	4	0,0338

Если учесть, что средняя годовая температура воздуха в Модхейме равна $-17,4^\circ$, а средняя годовая скорость ветра на уровне 10 м — около 7,5 м/сек. ($u_1 = 6,0$ м/сек.), то по принятой нами методике турбулентный поток за год составит около -12 , -13 ккал/см², что, судя по данным Лильеквиста, по-видимому, и имеет место.

ТУРБУЛЕНТНЫЙ ВЛАГООБМЕН

Методика расчета

• Расчет турбулентного влагообмена в условиях Антарктиды оказался трудным главным образом из-за низких температур и ненадежности измерения влажности воздуха и особенно ее градиента.

Чтобы получить сколь-либо надежные данные Δe , градиентные наблюдения над влажностью воздуха пришлось проводить в большой вторности и лишь в теплое время года.

Поэтому полученные данные носили эпизодический характер и не могли быть достаточно полными. Они давали представление скорее об интенсивности испарения и турбулентного влагообмена, чем об их количественных характеристиках.

В то же время благодаря однородной подстилающей поверхности Антарктиды, состоящей из снега и льда, температуру которой, как указывалось, можно было сравнительно надежно определить, оказалось возможным вычислить упругость водяного пара над этой поверхностью, приняв ее как максимальную упругость над льдом при данной температуре.

Если учесть, что среднее значение параметра шероховатости (z_{00}) для этой поверхности составляет всего лишь 0,01—0,05 см, то без большой погрешности можно считать, что значения упругости водяного пара на высоте $z=0$ и $z=0,05$ см будут близки между собой или отличаться на несколько сотых миллибара, которыми можно пренебречь при проведении приближенного расчета. Исходя из подобия профилей метеорологических элементов в приземном слое воздуха и предполагая, что влажность выше уровня z_{00} изменяется по логарифмическому закону, пользуясь формулами (3) и (9), можно получить среднюю величину абсолютной влажности на уровне $z_1=0,5$ м. Средняя величина абсолютной влажности на уровне $z_2=2,0$ м была известна из общеметеорологических наблюдений.

Зная, таким образом, среднемесячные значения параметров шероховатости (z_{00}), устойчивости (e), среднемесячную скорость ветра на каком-либо уровне и разность абсолютной влажности $\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$, мы как с помощью формулы (3), так и с помощью номограммы, приведенной в работе [3], могли получить среднемесячную интенсивность испарения или конденсации (сублимации) E , а затем определить и месячные суммы E .

Исходные данные для расчета месячных сумм скрытой теплоты парообразования приведены в табл. 16.

При анализе табл. 16 обращают внимание следующие обстоятельства:

1. В прибрежной зоне стоковых ветров градиент абсолютной влажности остается положительным в течение всего года, т. е. испарение со снежной и ледяной поверхностей в этой зоне происходит круглый год. Градиенты влажности между зимним и летним периодом отличаются в 10—20 раз.

2. В прибрежной зоне, находящейся вне влияния стоковых ветров, зимой наблюдаются отрицательные градиенты влажности, т. е. имеет место конденсация водяного пара на подстилающей поверхности. В летний период обычно наблюдаются положительные градиенты влажности, т. е. имеет место испарение с подстилающей поверхности. В целом за год градиенты влажности близки к нулю или отличаются от нуля в ту или другую сторону на незначительную величину. Следовательно, в целом за год затрата тепла на испарение компенсируется выделением ее во время конденсации (сублимации), т. е. годовая сумма E близка к нулю.

Таблица 16

Средние месячные значения максимальной упругости водяного пара из урвне деятельной поверхности (E_0), абсолютной влажности (e) на $z = 2$ м и разности абсолютных влажностей в слое 0,5—2 м (Δe) для различных пунктов Антарктиды (мб)

Станция и период осреднения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Береговые станции													
Марий	E_0	5,61	4,17	2,61	2,12	1,79	1,25	1,34	1,15	1,33	1,92	3,34	2,65
(II 1956 г.— XII 1958 г.)	e	3,80	2,83	2,10	1,83	1,57	1,20	1,53	1,30	1,40	1,67	2,37	2,08
	Δe	0,27	0,19	0,08	0,04	0,01	0,01	-0,03	-0,02	-0,01	-0,04	0,15	0,09
Порт Мартин	E_0	4,77	3,26	2,19	1,26	1,33	0,95	0,95	1,05	1,52	1,83	3,40	2,24
(I 1950 г.— XII 1951 г.)	e	3,47	2,98	1,79	1,00	1,26	0,86	0,91	1,03	1,44	1,55	2,36	1,84
	Δe	0,20	0,04	0,06	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,16	0,06
Дюмон-Дюрвиль	E_0	6,00	3,70	2,74	2,40	1,64	1,46	1,30	1,34	1,90	1,92	3,49	2,83
(II 1956 г.— I 1957 г.)	e	4,35	3,00	2,25	1,99	1,45	1,03	0,96	1,02	1,26	1,31	2,55	2,16
	Δe	0,25	0,10	0,07	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,10	0,09	0,14	0,10
Литл Амарики	E_0	3,43	1,48	0,63	0,35	0,33	0,58	0,12	0,18	0,14	0,46	1,06	0,97
(II 1929 г.—I 1936 г. и II 1934 г.—I 1936 г.)	e	3,43	1,49	0,90	0,46	0,37	0,72	0,17	0,25	0,16	0,52	1,12	1,04
	Δe	0,00	0,00	-0,04	-0,02	-0,01	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,01
Франкейм	E_0	2,19	—	—	0,44	0,18	0,20	0,16	0,07	0,14	0,59	1,31	—
(V 1911 г.— I 1912 г.)	e	2,20	—	—	0,56	0,22	0,28	0,24	0,12	0,21	0,68	1,31	—
	Δe	0,00	—	—	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01
Мыс Адер	E_0	5,72	—	2,91	1,83	1,02	0,49	0,59	0,52	0,77	1,08	2,91	(2,25)
(1899—1890 и 1911 гг.)	e	5,10	—	2,53	1,92	1,23	0,62	0,80	0,55	0,96	1,22	2,64	(2,15)
	Δe	0,09	—	0,06	-0,01	-0,03	-0,02	-0,03	-0,01	-0,03	-0,02	0,05	(0,015)
Прибрежные морские станции													
Гаусс	E_0	4,98	4,10	2,62	1,39	1,64	1,13	1,09	0,77	1,13	1,83	3,04	2,40
(II 1902 г.— I 1903 г.)	e	5,05	4,35	2,67	1,40	1,80	1,35	1,27	1,00	1,38	2,00	3,26	2,46
	Δe	-0,01	-0,04	-0,01	0,00	-0,02	-0,03	-0,03	-0,03	-0,04	-0,03	-0,03	-0,02
Внутриматериковые станции													
Пионерская	E_0	0,75	0,29	0,14	0,13	0,08	0,06	0,05	0,04	0,07	0,13	0,32	0,24
(VI 1956 г.— XII 1958 г.)	e	0,88	0,30	0,17	0,16	0,15	0,08	0,08	0,08	0,10	0,16	0,38	0,28
	Δe	-0,019	-0,001	-0,004	-0,004	-0,009	-0,002	-0,004	-0,004	-0,003	-0,003	-0,009	-0,006

3. Во внутриматериковых районах Антарктиды, так же как и на морском припae, в течение круглого года наблюдается отрицательный градиент влажности, т. е. имеет место постоянный приток водяного пара к снежной поверхности, образование изморози и инея и выделение скрытой теплоты парообразования (IE).

Среднемесячные величины IE теплоты парообразования для указанных выше станций приведены в табл. 17.

Из табл. 17 видно, что на прибрежных станциях, расположенных в зоне стоковых ветров, на испарение тратится огромное количество тепла 12—15 ккал/см² в год и более, что эквивалентно испарению 200—250 мм воды и более, т. е. практически близко к испарению всего количества осадков, которые выпадают на побережье за год. Турбулентный влагообмен имеет ярко выраженный годовой ход, существенно отличающийся от годового хода турбулентного теплообмена и противоположный годовому ходу коэффициента турбулентности.

Максимальные значения IE наблюдаются на прибрежных станциях в летние месяцы. Несмотря на ослабление турбулентности в приземном слое воздуха в этот период и повышение относительной влажности воздуха, испарение увеличивается за счет увеличения градиента влажности воздуха.

На поверхности льда и снега в этот период температура воздуха близка к 0°. В результате этого поверхность покрывается пленкой талой воды, упругость водяного пара над которой оказывается близкой к максимальной упругости для тающего снега (6,11 мб). Средняя абсолютная влажность воздуха на уровне 2 м составляет в это время всего лишь 4—5 мб, а средняя разность абсолютной влажности (Δe) в слое 0,5—2,0 м равна 0,20—0,25 мб. При особо благоприятных условиях (при стоковых ветрах, имеющих характер фенов), когда относительная влажность понижается ниже 50%, разность значений абсолютной влажности на уровне подстилающей поверхности и на высоте 2 м может достигать 3 и даже 4 мб, а $\Delta e = +1$ мб. В таких случаях за счет турбулентного влагообмена, как будет показано ниже, испарение с подстилающей поверхности достигает 3—4 мм в сутки.

В переходные периоды (весной и осенью) среднемесячные величины Δe уменьшаются в 2—3 раза. С наступлением зимы величина IE устанавливается примерно постоянной (0,3—0,7, реже 1,0 ккал/см² в месяц).

Иначе выглядит годовой ход влагообмена на участках побережья, находящихся вне влияния стоковых ветров. Здесь градиент влажности воздуха весной и осенью переходит через нуль, поэтому летом преобладает испарение, а зимой — конденсация. В обоих случаях месячные суммы IE не достигают больших значений и мало отклоняются от нуля, поэтому и в целом за год величина IE , как правило, бывает менее 1 ккал/см² и в зависимости от местоположения станции может быть как положительной, так и отрицательной.

Годовой ход турбулентного влагообмена в внутриматериковых областях Антарктиды обратен ходу, который наблюдается на побережье в зоне стоковых ветров. В континентальных районах Антарктиды круглый год отмечается поток водяного пара сверху вниз. Максимальные величины потока влаги наблюдаются в переходные периоды, когда в связи с повышением температуры воздуха влагосодержание его увеличивается, а температура подстилающей поверхности остается еще достаточно низкой.

В зимний период из-за очень низких температур количество водяного пара в этих областях очень мало и сублимация его непосредственно у земной поверхности не дает заметного количества тепла. При практических расчетах теплового и водного баланса величинами IE можно прене-

бредь. В центральных областях Антарктиды летом, когда влагосодержание приземного слоя воздуха достигает наибольших значений в году, величины турбулентного влагообмена могут быть существенны. Однако ввиду того, что потоки водяного пара в течение суток имеют противоположные направления, т.е. днем происходит испарение, а вечером — конденсация, за сутки и за месяц суммы IE оказываются близкими к нулю.

На внутриматериковых станциях, расположенных в еще более высоких широтах, за пределами действия стоковых ветров, из-за более низких среднемесячных и среднегодовой температур воздуха выделение скрытой теплоты парообразования при сублимации водяного пара в течение года будет еще меньше, чем на станциях, расположенных на ледниковом склоне. Этими величинами в годовом балансе тепла можно пренебречь.

Для лучшего понимания годового хода турбулентного влагообмена и объяснения столь различных годовых сумм IE рассмотрим их суточный ход в различных зонах Антарктиды за отдельные периоды года.

В табл. 18 приведены среднемесячные величины разностей абсолютной влажности в слое 0,5—2 м и интенсивности IE для станций Мирный и Пионерская.

Из табл. 18 видно, что на побережье Антарктиды, подверженном влиянию стоковых ветров, в летние месяцы испарение происходит круглые сутки.

Максимальная интенсивность IE наблюдается в утренние часы, когда процесс испарения происходит наиболее интенсивно, с одной стороны, за счет еще не ослабевшего стокового ветра, а с другой, за счет влияния солнечной радиации, под воздействием которой к этому времени начинается таяние снега.

В дневные часы, когда ветер ослабевает, несмотря на большие градиенты влажности воздуха, испарение убывает, следовательно, уменьшается и IE . С вечера до утра, несмотря на значительное уменьшение градиента влажности воздуха, в связи с наличием стокового ветра испарение и затраты тепла на испарение не только не сокращаются, а даже возрастают.

В глубине Антарктиды, так же как и на участках побережья, не подверженных влиянию стока, тепло на испарение в летние месяцы расходуется только днем. В глубинных районах Антарктиды испарение происходит, по-видимому, только в околополуденные часы, т.е. при высоком стоянии солнца. При опускании солнца к горизонту и переходе радиационного баланса через нуль у поверхности снега начинается сублимация, которая продолжается всю остальную часть суток.

В прибрежных районах, где высоты солнца остаются большими значительную часть суток, период испарения превышает период конденсации, поэтому месячные суммы IE могут быть положительными, особенно если этому способствуют антициклонические условия погоды.

В переходные сезоны на побережье, где наблюдается стоковый ветер, условия турбулентного влагообмена оказываются примерно такими же, как летом в глубине материка или на участках побережья, вне влияния стока. Днем в околополуденные часы, когда солнце еще высоко над горизонтом, но уже начинает сказываться сток, испарение оказывается еще значительным и величина IE положительная. К ночи испарение ослабевает. При преобладании циклонической погоды даже среднемесячные значения интенсивности IE в ночные часы могут оказаться отрицательными. В глубине Антарктиды в это время конденсация наблюдается круглые сутки. Даже на ст. Пионерская в октябре величина IE положительная только в полдень. Примерно такая же картина наблюдается и на участках побережья, находящихся вне влияния стока.

Месячные суммы (ккал/см²) тепла, затрачиваемого на испарение или выделяемого при конденсации (сублимации)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мирный	2,6	2,0	0,9	0,7	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,6	1,7	2,4	12,5
Порт Мартин	3,1	0,7	1,6	0,9	0,3	0,2	1,2	0,6	0,2	0,7	2,9	3,1	15,5
Дюмон-Дюрвиль	3,3	1,6	0,8	0,7	0,3	0,8	0,4	0,6	1,3	1,0	1,7	2,8	15,3
Пионерская	-0,04	-0,04	-0,12	-0,09	-0,16	-0,08	-0,07	-0,01	-0,07	-0,01	-0,05	-0,06	-0,8
Литтл-Америка	0,00	0,60	-0,60	-0,12	-0,03	-0,11	-0,05	-0,05	-0,00	-0,06	-0,05	-0,06	-0,8
Франкфюрт	0,0	—	—	-0,1	-0,08	-0,04	-0,06	-0,05	-0,05	-0,07	0,00	0,05	(-0,5)
Мыс Адер	0,40	0,30	0,20	-0,02	-0,10	-0,08	-0,04	-0,07	-0,08	-0,04	0,06	0,20	0,8
Гаусс	-0,05	-0,22	-0,05	0,00	-0,18	-0,14	-0,22	-0,30	-0,19	-0,14	-0,14	0,05	-1,7

Таблица 18

Среднемесячные значения Δe (мб) и $I E$ для станций Мирный и Пионерская (кал/см² мин.)

Месяц	Время							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный								
Декабрь— январь	Δe 0,18 $I E$ 0,052	0,16 0,048	0,30 0,095	0,22 0,055	0,25 0,057	0,22 0,044	0,24 0,047	0,19 0,049
Март	Δe -0,02 $I E$ -0,005	— —	0,05 0,015	0,09 0,030	0,19 0,055	0,10 0,025	0,05 0,015	0,00 0,000
Июль	Δe 0,04 $I E$ 0,012	-0,02 -0,007	0,03 0,009	-0,01 -0,003	0,05 0,015	0,02 0,007	0,05 0,017	0,03 0,011
Октябрь	Δe 0,02 $I E$ 0,006	-0,01 -0,003	0,03 0,003	0,10 0,022	0,21 0,030	0,09 0,015	0,07 0,014	0,02 0,005
Пионерская								
Декабрь	Δe -0,026 $I E$ -0,007	-0,013 -0,003	-0,001 0,000	0,008 0,002	0,025 0,007	0,005 0,001	-0,003 -0,001	-0,030 -0,005
Июль	Δe -0,008 $I E$ -0,002	— —	-0,010 -0,002	— —	-0,010 -0,002	— —	-0,010 -0,003	— —
Октябрь	Δe -0,023 $I E$ -0,005	— —	-0,008 -0,002	-0,001 0,000	0,017 0,004	-0,002 0,000	-0,016 -0,003	— —

В зимний период на участках побережья, подверженных стоку, испарение мало и суточный ход его почти не выражен. Если в тот или иной месяц преобладает циклоническая погода, то в некоторые сроки среднемесячные значения интенсивности IE могут быть отрицательными.

В глубине Антарктиды, как и на участках побережья, не подверженных стоку, зимой величина IE отрицательная круглые сутки, а интенсивность IE не имеет выраженного суточного хода.

Помимо годовой и месячных сумм турбулентного теплообмена и его суточного и годового хода, полученных по среднемесячным данным, представляет интерес выяснить возможные суточные величины IE в различные периоды года, особенно в летний. С этой целью на ст. Мирный в течение года был проведен ряд суточных серий наблюдений за градиентами абсолютной влажности воздуха при ясной погоде.

Эти данные позволили не только уточнить общее представление о суточном ходе испарения и скрытой теплоте парообразования, но получить ряд дополнительных характеристик по их интенсивности, суточному ходу, взаимосвязи с другими составляющими теплового баланса и т. д. Эти же данные позволили уточнить наши сведения о возможных интенсивностях и суточных суммах испарения с подстилающей поверхности на участках антарктического побережья, расположенных в зоне стоковых ветров.

Летом наибольшие величины IE наблюдаются в утренние часы. Градиент влажности в это время может достигать 1,5—2 мб на 1 м, а интенсивность $IE = 0,4$ кал/см²мин. и более, что эквивалентно испарению воды более чем 0,4 мм в час. В переходный период наибольшее испарение наблюдалось в вечерние часы, а ночью и утром отмечалась конденсация. С конца марта и до конца октября в течение всех суток обычно наблюдались обратные потоки водяного пара, так как имела место конденсация, но она была очень мала и определить ее интенсивность градиентным методом из-за малых величин Δe не представилось возможным.

Испарение и конденсация (E)

Имея месячные суммы затрат тепла на испарение (IE), легко получить данные об интенсивностях и количестве испарившейся с подстилающей поверхности или сконденсировавшейся на ней влаги, разделив значения IE на величину скрытой теплоты парообразования, которую с достаточной для практических расчетов точностью можно принять постоянной и равной 600 г/кал.

При этом следует иметь в виду, что если значения E имеют положительный знак, то будет иметь место испарение, а если отрицательный, то будет происходить конденсация.

Полученные, таким образом, из табл. 17 месячные и годовая суммы испарения и конденсация водяного пара приведены в табл. 19.

Месячные и годовую суммы испарения со снежного покрова методом турбулентной диффузии можно получить и непосредственно по данным наблюдений станций, без каких-либо дополнительных пересчетов, с помощью формулы Константинова [8]

$$E_k = \left(0,097u_{10} + 0,018 \frac{t_0 - t_{2,0}}{u_{10}^2} \right) (e_0 - e_{2,0}) \text{ мм/сутки.} \quad (11)$$

Если учесть, что первый член слагаемого $0,097u_{10} \approx 0,1$, а второй $0,018 \frac{t_0 - t_{2,0}}{u_{10}^2}$ в условиях Антарктиды всегда будет менее 0,01 и им можно

Таблица 19

Месячные суммы испарения и конденсации водяного пара в Антарктиде (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
													E	E _к
Мирный	43,3	33,3	15,0	11,7	5,0	6,7	5,0	5,0	5,0	10,0	28,2	40,0	208	215
Порт Мартин	51,7	11,7	26,8	15,0	5,0	3,3	2,0	1,0	3,3	11,7	48,3	51,7	258	265
Дюмон-Дюрвиль	55,0	26,8	13,3	11,7	5,0	13,3	6,7	10,0	21,6	16,7	28,3	45,6	254	268
Литтл-Америка	0,0	0,0	-5,0	-2,0	-0,5	-1,8	-0,8	-0,8	0,0	-1,0	-0,8	-1,0	-14	-15
Франкейм	0,0	—	—	-1,7	-0,3	-0,7	-1,0	-0,8	-0,8	-1,2	0,0	0,8	(-8)	(-9)
Мыс Адер	6,7	5,0	3,3	-0,3	-1,7	-0,5	-0,7	-1,2	-1,3	-0,7	1,0	3,3	13	(12)
Гаусс	-0,8	-3,7	-0,8	0,0	-3,0	-2,3	-3,7	-5,0	-3,2	-2,3	-2,3	-0,8	-28	(-28)
Пионерская	-0,7	-0,7	-2,0	-1,5	-2,7	-1,3	-1,2	-0,2	-1,2	-0,2	-0,8	-0,8	-13	-14

пренебречь, то формулу (11) без большой погрешности для расчета можно переписать в следующем виде:

$$E_k = 0,1u_{10}(e_0 - e_{2,0}) \text{ мм/сутки.} \quad (12)$$

Рассчитанные по этой формуле годовые суммы испарения помещены также в табл. 19.

Как видно, обе расчетные формулы дают близкие результаты. Небольшая разница в суммах получается за счет значения параметра z_{00} , который в формуле Константинова принят постоянным и равным 0,05 см.

Характеристику среднемесячных интенсивностей испарения по срокам для различных сезонов года можно получить из табл. 18 без всякого пересчета, если учесть, что интенсивность IE , выраженная в кал/см²мин., численно равна интенсивности испарения E , выраженной в мм/час.

Среднемесячные интенсивности испарения в мм/час, округленные для ст. Мирный до 0,01, а для ст. Пионерская до 0,001 мм, приведены в табл. 20.

Таблица 20

Среднемесячные значения интенсивности испарения и конденсации водяного пара на станциях Мирный и Пионерская в различные периоды года (мм/час.) и затраты тепла на испарение (кал/см² мин.)

Месяц	Время							
	1	4	7	10	13	16	19	22
Мирный								
Декабрь — январь	0,05	0,05	0,10	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05
Март	0,00	—	0,02	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00
Июль	0,01	—0,01	0,01	—0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
Октябрь	0,01	—0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00
Пионерская								
Декабрь	—0,007	—0,003	0,000	0,002	0,007	0,001	—0,001	—0,008
Июль	—0,002	—	—0,002	—	—0,002	—	—0,003	—
Октябрь	—0,005	—	—0,002	0,000	0,004	0,000	—0,003	—

Из табл. 19 видно, что по турбулентному потоку влаги территорию Антарктиды можно разбить на три зоны:

- 1) побережье, находящееся под влиянием стоковых ветров,
- 2) побережье, находящееся вне влияния стоковых ветров (к этой зоне относятся также шельфовые льды и окружающий Антарктиду ледяной припай),
- 3) внутриматериковые области Антарктиды, включающие как центральные районы материка, так и склоны ледникового купола с постоянными стоковыми ветрами.

Первая зона характеризуется испарением в течение круглого года. Испарение в этой зоне обуславливается главным образом наличием стоковых ветров и связанной с ними низкой относительной влажностью воздуха. Годовая сумма испарения достигает 200—250 мм и более, т. е., как уже указывалось, близка к годовой сумме осадков. Максимальные месячные суммы испарения (40—55 мм и более) наблюдаются в декабре и январе. Минимальные месячные суммы испарения (1—5 мм, реже 10—13 мм) наблюдаются зимой. В переходные периоды месячные суммы испарения колеблются в пределах 10—20 мм, реже 25—27 мм. Испарение в этой зоне имеет простой годовой ход с максимумом в середине лета и минимумом в середине зимы.

Вторая зона характеризуется преобладанием испарения над конденсацией в летнее и преобладанием конденсации над испарением в зимнее время. На морском припае конденсация может преобладать над испарением в течение круглого года. В целом за год суммы испарения и конденсации в этой зоне близки к нулю.

Третья зона характеризуется наличием сублимации водяного пара на подстилающей поверхности в течение круглого года. Однако из-за малого содержания водяного пара в воздухе вследствие низких температур годовая сумма осадков за счет сублимации здесь, видимо, не превышает 15—20 мм в год, т. е. составляет 10—15%, реже 20% общей суммы выпадающих здесь осадков.

Таким образом, роль испарения и конденсации в водном балансе Антарктиды довольно существенна.

В глубине Антарктиды вследствие конденсации на поверхность выпадает до 20% годовой суммы осадков. На побережье, находящемся в зоне влияния стоковых ветров, за счет испарения поверхность Антарктиды теряет почти такое же количество влаги, какое она получает здесь за счет выпадения осадков в течение года. Только в районах шельфовых льдов и на обрамляющем берега Антарктиды ледяном припае годовые суммы испарения близки к нулю и играют небольшую роль в водном балансе подстилающей поверхности лишь в отдельные сезоны года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. Метеорология и гидрология, № 3. 1953.
2. Лайхтман Д. Л. и Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Гостехиздат, 1949.
3. Руководство по производству наблюдений над испарением с с.-х. полей, ч. II. Гидрометеиздат. 1957.
4. Liljeqvist G. H. Energy exchange of an Antarctic snow field. Oslo, 1957.
5. Огнева Т. А. Некоторые закономерности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеиздат. Л. 1955.
6. Русин Н. П. Климат Антарктиды. Гидрометеиздат. Л. 1959.
7. Loewe. Etudes de Glaciologie en Terre Adelie 1951—1952. Paris. 1956.
8. Константинов А. Р. Основы методики расчета испарения в естественных условиях. Труды ГГИ, вып. 48 (102). 1955.

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ В АНТАРКТИДЕ

В статье дается характеристика суммарной радиации в Антарктиде (интенсивность, суточные, месячные и годовые суммы), представлена зависимость суммарной радиации от широты и высоты места наблюдения.

Благоприятное сочетание астрономических, общегеографических и физико-метеорологических факторов обуславливает высокие значения интенсивности и суммы суммарной радиации в Антарктиде (Q). Величины суммарной радиации в Антарктиде оказываются в 1,5—2 раза выше, чем для аналогичных широт Северного полушария. Причина столь больших величин Q связана с повышенными интенсивностями прямой радиации и вторичным отражением от облаков коротковолновой радиации, падающей на их нижнюю границу благодаря большому альбедо снежной поверхности.

Облачность в Антарктиде не снижает значительно суммарную радиацию, а подчас даже приводит к повышению ее по сравнению с суммарной радиацией при ясном небе (Q_0).

Обработка материалов наблюдений над суммарной радиацией, полученных во время советских антарктических экспедиций, производилась двумя методами. С одной стороны, находились зависимости интенсивности Q от высоты солнца ($h_{\odot}$) на каждой станции при различных условиях облачности, затем вычислялись среднемесячные интенсивности Q сначала за отдельные сроки наблюдений, а затем графически определялись месячные и годовые суммы.

С другой стороны, среднесуточные суммы Q определялись по данным среднемесячных интенсивностей Q за 8 сроков наблюдений, взятых из актинометрических таблиц (ТМ-12), после чего вычислялись месячные и годовые суммы.

На тех станциях, где имелись данные самописцев [Мирный, Восток, Пионерская (1956 г.)], действительные суточные суммы Q брались на основании записей самописцев.

В приводимых ниже таблицах помещены месячные и годовые суммы Q , полученные обоими методами. В этих же таблицах приводятся величины Q , полученные во время иностранных экспедиций 1949—1952 гг.

Суммарная радиация при ясном небе (Q)

Прежде чем переходить к рассмотрению значений интенсивности и сумм Q , полученных для средних условий облачности, представляет интерес проанализировать величины интенсивности и суммы суммарной

радиации при отсутствии облаков (Q_0), которые измерены наиболее надежно.

Вследствие различных условий прозрачности воздуха, а также вследствие возможных погрешностей определения высот солнца измеренные значения Q_0 для одних и тех же широт не всегда совпадали между собой и на графиках имели некоторый разброс. При вычислении суточных и месячных сумм мы пользовались осредненными величинами. Пределы разброса точек указываются в таблице возможных значений интенсивности суммарной радиации (табл. 1).

В табл. 1 приведены значения интенсивности Q_0 для различных антарктических станций, полученные при различных высотах солнца.

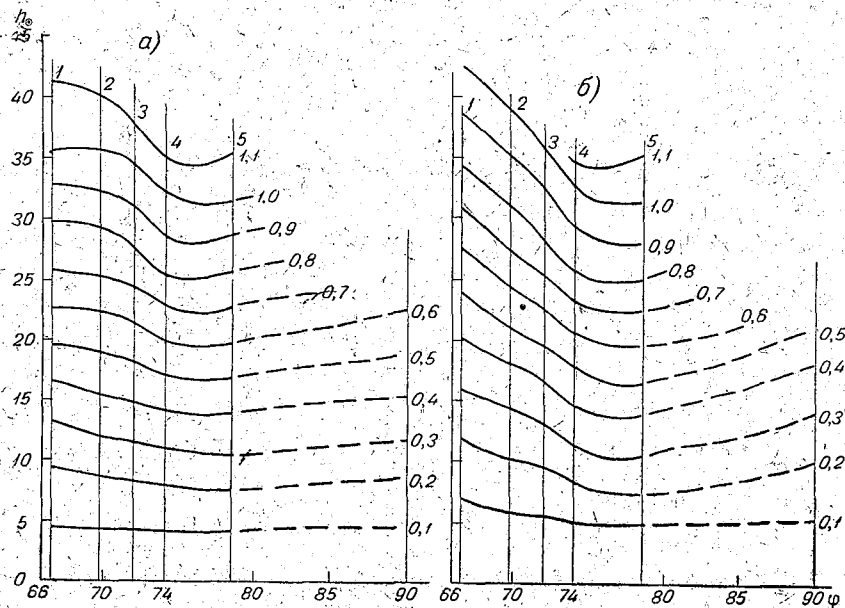


Рис. 1. Зависимость интенсивности суммарной радиации при ясном небе от широты места при разных высотах солнца.

a — при ясном небе, *b* — при средних условиях облачности.
1 — Мирный, 2 — Пионерская, 3 — Восток-1, 4 — Комсомольская, 5 — Восток и Советская.

Из табл. 1 видно, что в Антарктиде с увеличением высоты солнца интенсивность суммарной радиации растет с широтой на всем протяжении ледникового склона, начиная от побережья до широты 74—75° (ст. Комсомольская), а затем начинает медленно убывать. Общая картина зависимости интенсивности Q_0 от широты места при различных высотах солнца показана на рис. 1*a*. Максимальные из средних значений интенсивности Q_0 были отмечены на ст. Комсомольская.

Суточный ход среднемесячных интенсивностей Q_0 в течение года для указанных выше станций приведен в табл. 2.

Среднесуточные суммы по месяцам, вычисленные на основании данных, помещенных в табл. 2, приведены в табл. 3.

Наиболее наглядно годовой ход суммарной радиации при ясном небе показан на рис. 2*a*.

На рис. 2*a* видно, что наибольшие суточные суммы Q_0 так же, как и максимальные значения интенсивности, наблюдаются в период с ноября по февраль, т. е. с конца весны до конца лета. Максимальные значения суточных сумм Q_0 наблюдаются на ст. Комсомольская, т. е. на широте 74°, где они достигают 1—1,1 ккал/см²/сутки. К югу и к северу

Таблица 1

Зависимость интенсивности суммарной радиации при ясном небе от высоты солнца (кал/см² мин.)

Станция	Средние и предельные значения Q_0	Высота солнца (град.)								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45
Оазис	Среднее	0,11	0,25	0,40	0,55	0,70	0,85	1,00	1,14	1,24
	Предел n	0,09-0,13 21	0,22-0,28 10	0,36-0,43 15	0,51-0,60 15	0,66-0,74 18	0,80-0,88 10	0,97-1,03 10	1,10-1,18 9	1,23-1,30 15
Мирный	Среднее	0,11	0,23	0,36	0,51	0,68	0,81	0,98	1,07	1,20
	Предел n	0,08-0,15 46	0,20-0,27 50	0,30-0,42 63	0,42-0,58 52	0,57-0,73 56	0,75-0,85 41	0,90-1,00 22	1,02-1,12 37	1,13-1,25 26
Пионерская	Среднее	0,12	0,26	0,40	0,53	0,69	0,83	0,97	1,09	1,14 (43°) ¹
	Предел n	0,08-0,19 22	0,18-0,34 18	0,35-0,48 24	0,45-0,60 13	0,60-0,74 18	0,72-0,90 17	0,88-1,05 10	1,05-1,14 20	1,08-1,22 19
Восток-1	Среднее	0,11	0,25	0,42	0,55	0,72	0,86	1,00	1,13 (39°) ¹	—
	Предел n	0,09-0,13 24	0,21-0,28 12	0,36-0,43 9	0,50-0,60 7	0,67-0,75 11	0,82-0,90 20	0,96-1,04 6	1,10-1,16 4	—
Комсомольская	Среднее	0,12	0,28	0,45	0,64	0,81	0,98	1,13	—	—
	Предел n	0,08-0,16 39	0,24-0,36 30	0,40-0,56 32	0,60-0,80 45	0,82-0,90 30	1,00-1,08 10	1,13-1,20 10	—	—
Восток ²	Среднее	0,10	0,26	0,43	0,61	0,79	0,96	1,10	—	—
	Предел n	0,05-0,15 76	0,15-0,38 103	0,33-0,55 101	0,50-0,73 97	0,68-0,90 93	0,85-1,05 45	1,03-1,15 54	—	—
Советская ²	Среднее	0,12	0,29	0,45	0,62	0,78	0,94	1,09	—	—
	Предел n	0,08-0,20 92	0,17-0,40 94	0,30-0,55 75	0,48-0,71 50	0,65-0,87 73	0,80-1,00 15	1,00-1,12 32	—	—
Модхейм	Среднее	0,11	0,24	0,39	0,55	0,69	0,84	0,99	1,12	—

¹ В скобках указана высота солнца, для которого дается интенсивность Q_0 .² На станциях Восток и Советская средние интенсивности суммарной радиации при ясном небе и при наличии облачности совпадают, различие существует лишь в пределах разброса точек.

Таблица 2

Суточный ход среднемесячных интенсивностей Q_0 (кал/см² мин.)

Месяц	Время (часы, минуты)								
	13 00	11 30	10 00	8 30	7 00	5 30	4 00	2 30	1 00
О а з и с									
I	1,20	1,21	1,12	0,97	0,70	0,42	0,19	0,05	0,01
II	1,00	1,01	0,92	0,72	0,47	0,21	0,03	—	—
III	0,69	0,71	0,61	0,42	0,19	0,03	—	—	—
IV	0,35	0,37	0,28	0,11	0,01	—	—	—	—
V	0,10	0,11	0,06	0,02	—	—	—	—	—
VI	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—
VII	0,22	0,23	0,16	0,05	0,01	—	—	—	—
IX	0,53	0,54	0,47	0,28	0,08	0,03	—	—	—
X	0,88	0,89	0,81	0,60	0,36	0,11	0,01	—	—
XI	1,15	1,16	1,08	0,89	0,52	0,35	0,13	0,02	—
XII	1,25	1,26	1,17	1,01	0,76	0,48	0,23	0,09	0,01
М и р н ы й									
I	1,16	1,17	1,09	0,91	0,68	0,39	0,18	0,04	0,01
II	0,97	0,98	0,89	0,71	0,43	0,19	0,04	0,01	—
III	0,67	0,69	0,59	0,41	0,18	0,05	0,01	—	—
IV	0,31	0,32	0,24	0,11	0,01	—	—	—	—
V	0,10	0,11	0,05	—	—	—	—	—	—
VI	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—
VII	0,04	0,05	0,01	—	—	—	—	—	—
VIII	0,20	0,21	0,15	0,05	—	—	—	—	—
IX	0,50	0,51	0,43	0,25	0,08	—	—	—	—
X	0,85	0,87	0,78	0,58	0,32	0,11	—	—	—
XI	1,10	1,10	1,03	0,85	0,60	0,32	0,13	0,02	—
XII	1,19	1,20	1,13	0,97	0,72	0,43	0,23	0,09	0,01
П и о н е р с к а я									
I	1,11	1,12	1,04	0,89	0,69	0,43	0,22	0,09	0,04
II	0,89	0,91	0,84	0,68	0,44	0,22	0,07	—	—
III	0,58	0,60	0,53	0,38	0,17	0,03	—	—	—
IV	0,24	0,25	0,19	(0,17)	0,07	—	—	—	—
V	0,04	0,05	0,02	—	—	—	—	—	—
VIII	0,14	0,15	0,09	0,03	0,01	—	—	—	—
IX	0,42	0,44	0,38	0,23	0,07	—	—	—	—
X	0,78	0,80	0,72	0,55	0,33	0,12	0,02	—	—
XI	1,05	1,07	0,99	0,83	0,61	0,38	0,18	0,06	0,02
XII	1,14	1,14	1,10	0,95	0,74	0,49	0,30	0,15	0,08
К о м с о м о л ь с к а я									
I	1,17	1,18	1,17	0,94	0,78	0,57	0,37	0,16	0,14
II	0,90	0,93	0,85	0,67	0,49	0,29	0,12	0,02	0,01
III	0,54	0,55	0,48	0,34	0,17	0,05	—	—	—
IV	0,14	0,15	0,11	0,04	—	—	—	—	—
VIII	0,05	0,06	0,03	—	—	—	—	—	—
IX	0,37	0,37	0,32	0,18	0,06	—	—	—	—
X	0,76	0,79	0,72	0,55	0,37	0,16	0,05	—	—
XI	1,08	1,11	1,04	0,89	0,70	0,48	0,28	0,15	0,08
XII	1,23	1,25	1,18	1,05	0,85	0,65	0,43	0,28	0,21

Месяц	Время (часы, минуты)								
	13 00	11 30	10 00	8 30	7 00	5 30	4 00	2 30	1 00
Восток и Советская									
I	0,99	1,01	0,97	0,87	0,73	0,60	0,45	0,33	0,28
II	0,76	0,75	0,70	0,59	0,46	0,29	0,18	0,09	0,06
III	0,37	0,39	0,32	0,23	0,12	0,05	0,01	—	—
IV	0,06	0,07	0,05	0,02	—	—	—	—	—
VIII	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—
IX	0,20	0,22	0,18	0,11	0,05	—	—	—	—
X	0,60	0,61	0,55	0,46	0,31	0,18	0,09	0,04	0,02
XI	0,93	0,94	0,88	0,78	0,65	0,48	0,35	0,24	0,18
XII	1,07	1,07	1,03	0,93	0,81	0,65	0,52	0,39	0,32

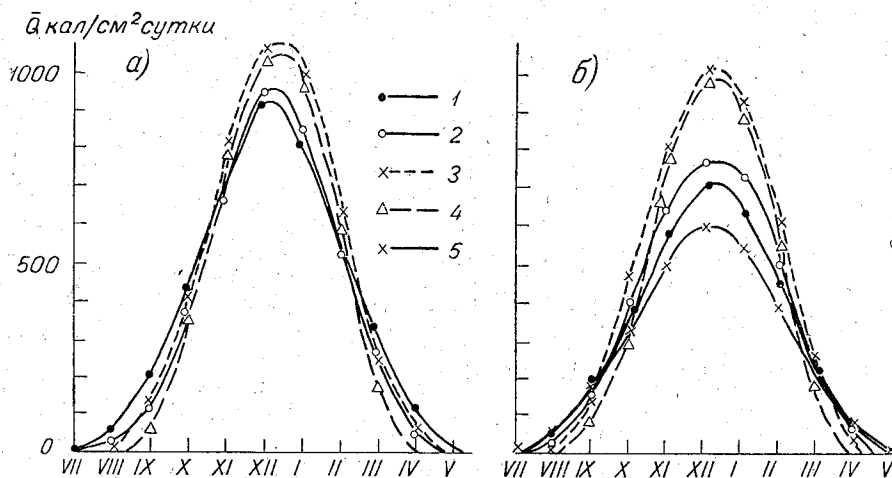


Рис. 2. Годовой ход суточных величин суммарной радиации.
 а — при ясном небе, б — при средних условиях облачности.
 1 — Мирный, 2 — Пионерская, 3 — Комсомольская, 4 — Восток и Советская, 5 — Оазис.

Таблица 3

Станция	Среднесуточные суммы Q_0 кал/см ²											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Оазис	834	546	264	72	—	—	—	24	168	432	732	930
Мирный	792	564	330	120	24	2	9	66	210	450	696	840
Порт Мартин ¹	675	475	280	95	8	0	2	45	185	400	620	725
Пионерская	798	550	294	90	6	—	—	48	192	438	782	882
Модхейм	786	543	280	80	2	—	—	36	173	419	700	860
Восток-1	834	546	264	72	—	—	—	24	168	432	792	930
Комсомольская	947	606	276	48	—	—	—	12	148	456	844	1050
Восток и Советская	942	552	192	24	—	—	—	3	90	402	816	1032

от этой широты они убывают, но ни на одной из станций в период декабрь—январь они не опускаются ниже 800—900 кал/см²сутки.

Исключение составляет лишь ст. Порт Мартин, на которой значения суточных сумм Q_0 , по-видимому, существенно занижены, что связано либо с закрытостью горизонта, либо с систематическими погрешностями

¹ Суточные суммы Q_0 в Порту Мартин вычислены Ф. Лёве по европейской шкале, т. е. без уменьшения на 1,5%.

наблюдений, так как, по сообщению Лёве [2], он не имел возможности проверить приборы во время экспедиции и после ее окончания.

В октябре и в марте происходит смена в распределении Q_0 по широте. В более южных широтах суточные суммы Q_0 становятся меньше, чем в северных. Такая картина наблюдается осенью до наступления, а весной по окончании полярной ночи.

В связи с таким своеобразием годового хода Q_0 изменение интенсивностей и суточных сумм Q_0 с широтой в различных зонах Антарктиды происходит по-разному.

В табл. 4 приведены разности в интенсивностях и суточных суммах Q_0 для двух пар станций, расположенных на одинаковых высотах, но различающихся по широте примерно на $4,5^\circ$.

Таблица 4

Разности значений интенсивности и суточных сумм Q_0 на станциях, расположенных в различных зонах Антарктиды на одинаковых высотах над уровнем моря

	I	II	III	IV	V	VIII	IX	X	XI	XII
Мирный — Модхейм ($\Delta\varphi = 4,5^\circ$, $H = 35$ м)										
Разности суточных сумм Q_0 (кал/см ² сутки) . . .	6	21	50	40	22	30	37	31	-4	-19
Изменение суточной суммы Q_0 на 1° широты (кал/см ² сутки)	0,0	4,7	11,1	8,9	4,9	6,7	7,9	6,6	-0,9	-4,2
Изменение интенсивности Q_0 на 1° широты (кал/см ² мин.)	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,003
Комсомольская — Советская ($\Delta\varphi = 4,4^\circ$, $H = 3540$ м)										
Разности суточных сумм Q_0 (кал/см ² сутки) . . .	25	54	84	24	—	—	58	54	28	18
Изменение суточной суммы Q_0 на 1° широты (кал/см ² сутки)	1,2	12,3	19,1	5,4	—	—	13,2	12,3	6,4	4,1
Изменение интенсивности Q_0 на 1° широты (кал/см ² мин.)	0,001	0,008	—	—	—	—	—	0,008	0,004	0,003

Из табл. 4 видно, что на побережье летом интенсивности и суточные суммы или мало меняются, или растут с увеличением широты, тогда как во все другие месяцы года они убывают с широтой.

В глубине материка интенсивности и суточные суммы Q_0 убывают с широтой даже летом в среднем около 0,005 кал/см²мин. на каждый градус широты.

Однако так происходит только в том случае, если станции находятся на одинаковых высотах над уровнем моря. Поскольку в Антарктиде высота станций, расположенных на склоне антарктического плато, непрерывно увеличивается с удалением от берега, средние интенсивности и суточные суммы Q_0 не только не падают, но быстро растут с увеличением широты.

В табл. 5 приведены разности значений суточных сумм Q_0 на станциях, расположенных вдоль ледникового склона на различных высотах над уровнем моря.

Из табл. 5 видно, что разности суточных сумм Q_0 на разных участках ледникового склона изменяются с высотой по-разному. Летом интенсивности и суточные суммы Q_0 увеличиваются с возрастанием широты, причем тем быстрее, чем выше высота склона. На участке Мирный — Пионерская величины интенсивности увеличиваются в среднем на 0,006 кал/см²мин., на участке Пионерская — Восток — на 0,010—0,015 кал/см²мин., а на участке Восток-1 — Комсомольская — на 0,02—0,04 кал/см²мин. на каждый градус широты.

В переходные сезоны интенсивности и суточные суммы Q_0 убывают с высотой, причем убывание идет тем медленнее, чем больше высота. Бывает, что значения интенсивности и суточные суммы в одном и том же месяце меняются по-разному. Суточные суммы, например, убывают с высотой, а значения интенсивности возрастают. Такие, казалось бы, парадоксальные случаи связаны с различной продолжительностью дня на разных широтах. Например, в феврале средние суточные интенсивности Q_0 на ст. Восток-1 ниже, чем на ст. Пионерская, т. е. интенсивность с возрастанием долготы уменьшается. Однако вследствие разницы в долготе дня суточные суммы Q_0 на ст. Восток такие же, как на ст. Пионерская (см. табл. 3).

Обращает на себя внимание и различие в изменении суточных сумм Q_0 на каждый градус широты, если расчет ведется в зависимости от длины склона.

В табл. 5 приведены разности суточных сумм Q_0 при изменении длины склона.

Из табл. 5 следует, что изменение суточных сумм на 1° широты летом тем больше, чем длиннее участок склона. В переходные периоды от полярного дня к ночи и обратно суточные суммы с широтой изменяются примерно одинаково. Исключение всюду составляют разности в суммах Q_0 между станциями Комсомольская и остальными, которое наблюдается во все периоды года. Несмотря на то что широта этой станции отличается всего лишь на 2° и данная станция находится примерно на той же высоте, что и ст. Восток-1, изменение суточных сумм между ними летом достигает 50—60 кал/см² на каждый градус широты, тогда как изменение Q_0 между станцией Восток-1 и Восток или Пионерская летом одинаково и составляет примерно 15—20 кал/см²сутки на каждый градус широты. Это обстоятельство свидетельствует о том, что данные на ст. Комсомольская, по-видимому, несколько завышены.

Умножив среднесуточные суммы Q_0 на среднее число дней в месяце (30,4), получаем месячные суммы Q_0 для каждой станции (табл. 6).

Изменение месячных величин Q_0 с широтой показано на рис. 3. Из анализа табл. 6 и рис. 3 следует, что в летний период или, точнее, с ноября по январь, месячные суммы Q_0 растут с увеличением широты примерно до параллелей 74—75°, возможно даже до 78°. На этих широтах они достигают максимальных значений, равных 31 ккал/см² месяц и более. Южнее этих широт месячные суммы Q_0 , по-видимому, начинают постепенно убывать. Столь огромных месячных сумм Q_0 в летний период никогда еще до сих пор не было отмечено на земном шаре.

В Арктике месячные суммы Q_0 летом, по данным А. С. Каледкиной и М. С. Маршуновой [3], наблюдаемые в более низких широтах [например, на мысе Шмидта (68°55' с. ш.)], достигают лишь 22—23 ккал/см²месяц. Наибольшие месячные суммы Q_0 , измеренные на высокогорных станциях, расположенных в субтропической или даже тропической зоне земного шара, как известно, достигают также лишь

Таблица 5

Изменение суточных сумм Q_0 на 1° ширины для различных участков ледникового склона (кал/см² сутки)

Участки склона	Δh м	$\Delta \varphi$	I	II	III	IV	VIII	IX	X	XI	XII
Мирный — Пионерская	2700	3,2°	-1,9	3,8	11,3	9,4	5,6	5,6	3,8	-11,3	-13,1
Мирный — Восток-1	3490	5,6	-7,5	-3,2	11,8	8,6	3,9	7,5	3,2	-6,4	-16,1
Мирный — Комсомольская	3500	9,5	-13,9	-4,4	5,8	7,6	5,8	6,5	-0,6	-15,6	-22,0
Мирный — Восток (Советская)	3500	11,9	-12,6	-1,0	12,6	8,1	5,3	10,0	4,3	-10,0	-16,1
Пионерская — Восток-1	790	2,4	-15,0	2,5	12,5	7,5	10,0	10,0	2,5	0,0	-19,2
Пионерская — Комсомольская	850	4,4	-28,6	-12,3	4,1	9,6	8,2	10,0	-4,1	-25,4	-38,0
Пионерская — Восток (Советская)	850	8,7	-16,5	0,0	11,7	7,6	5,3	11,7	4,2	-10,0	-17,2
Восток-1 — Комсомольская	60	2,0	-50,0	-30,0	-6,0	-12,0	1,0	10,0	-12,0	-56,0	-60,0
Восток-1 — Восток (Советская)	100	6,3	-17,2	-0,9	12,0	7,6	3,3	12,3	4,8	-14,9	-16,2

Суммарная радиация в Антарктиде при ясном небе (ккал/см² месяц)а — получена методом расчета по интенсивностям и $h_{\odot}$,

б — получена путем осреднения срочных наблюдений

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Оазис а	25,4	16,9	8,0	2,2				0,7	5,1	13,1	22,2	28,3	122
Мирный а	24,1	17,2	10,0	3,6	0,7	<0,1	0,3	2,0	6,4	13,7	21,2	25,6	125
б	24,7	19,0	10,1	3,7	0,6	<0,1	0,3	1,8	6,3	13,3	21,2	27,5	128
Порт Мартин а	20,5	14,4	7,8	2,9	0,2	0,0	0,0	1,2	5,0	12,2	18,8	22,0	166
Пионерская а	24,2	16,7	8,9	2,8	0,2	—	—	1,4	5,6	13,3	22,2	26,8	122
б	26,1	16,3	8,3	2,2	0,4	—	—	0,7	3,5	11,0	20,8	29,2	119
Модхейм а	23,8	16,5	8,5	2,4	0,6	—	—	0,9	5,3	13,3	21,6	27,0	124
Восток-1 а	25,3	16,6	8,0	2,2	—	—	—	0,7	5,1	13,1	22,2	28,2	121
Комсомольская а	28,8	18,4	8,4	1,5	—	—	—	0,4	4,5	13,8	25,6	31,8	133
б	30,4	19,5	8,1	1,8	—	—	—	0,4	4,4	12,9	25,3	33,7	136
Восток и Советская а	28,6	16,8	6,2	0,6	—	—	—	0,1	2,7	12,2	24,8	31,4	123
б	30,0	18,1	5,5	0,6	—	—	—	<0,1	2,1	11,2	24,4	31,6	124

25—27 ккал/см²месяц. Так, на высокогорных американских станциях Аль-букерне и Эль-Пасо месячные суммы R_0 составляли 23—24 ккал/см²месяц.

Таким образом, высокогорная область Восточной Антарктиды, лежащая в районе полюса относительной недоступности, является не только абсолютным полюсом холода, но и абсолютным полюсом тепла солнечной радиации.

Октябрь и февраль являются переходными месяцами в годовом ходе Q_0 . В октябре и феврале месячные суммы Q_0 от Полярного круга до широты 78,5° оказываются почти одинаковыми.

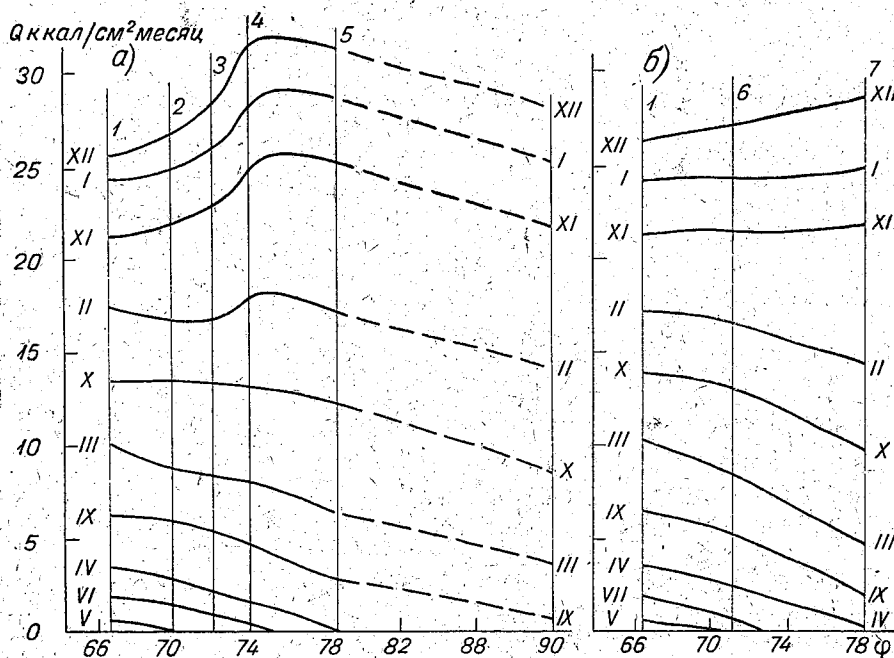


Рис. 3. Изменение месячных величин суммарной радиации с широтой при ясном небе.

a — на ледниковом склоне, *б* — на уровне моря.

1 — Мирный, 2 — Пионерская, 3 — Восток-1, 4 — Комсомольская, 5 — Восток и Советская, 6 — Модхейм, 7 — Литтл-Америка.

В остальное время, т. е. с марта и до наступления полярной ночи, а также по окончании полярной ночи и до сентября включительно, месячные суммы Q_0 непрерывно убывают с возрастанием широты.

Огромные месячные суммы Q_0 в летний период сказываются и на годовых суммах Q_0 . Несмотря на то, что повсюду в Антарктиде в зимний период от одного до 5—6 месяцев месячные суммы Q_0 близки к нулю, годовые суммы Q_0 всюду оказываются больше 100 ккал/см², т. е. сопоставимы с годовыми суммами Q_0 для умеренных и даже южных широт Северного полушария и превышают годовые суммы Q_0 для тех же широт Арктики на 20—30% (табл. 7).

Из табл. 7 видно, что на всем протяжении ледникового склона Антарктиды, начиная от Полярного круга до 78,5° ю. ш., исключая ст. Комсомольская, годовые суммы Q_0 остаются почти одинаковыми (122—125 ккал/см²год). Дальше к полюсу они, по-видимому, несколько убывают, но незначительно, оставаясь в пределах 100—110 ккал/см²год.

Таблица 7

Годовые суммы Q_0 в Антарктиде и Арктике (ккал/см²)

Антарктида			Арктика		
станция	широта	сумма Q_0	станция	широта	сумма Q_0
Мирный	66°33'	125	Мыс Шмидта	68°55'	115
Пионерская	69 44	122	Бухта Тикси	71 39	108
Модгейм	71 03	124	Остров Диксон	73 30	100
Восток-1	72 08	121	Остров Уединения	77 30	93
Комсомольская	74 05	(133)	Бухта Тихая	80 19	78
Восток	78 27	123			

Суммарная радиация в Антарктиде при различной облачности (Q)

В отличие от высоких широт Арктики, облачность над Антарктидой, как это будет показано ниже, существенно не ослабляет радиацию. Причиной этого является, во-первых, меньшее количество облаков, во-вторых, преобладание в Антарктиде светлых облаков верхнего и среднего ярусов и, наконец, в-третьих, большая роль вторичного отражения от облаков приходящей от поверхности снежного покрова коротковолновой радиации благодаря большому альбедо.

Вследствие сочетания указанных выше факторов в Антарктиде отношение среднегодовых значений действительной интенсивности и сумм суммарной радиации к возможной интенсивности и суммам $\left(\frac{Q}{Q_0}\right)$ состав-

ляет для побережья около 0,9—0,95, а для внутренних областей материка близко к единице, тогда как в Арктике это отношение равно лишь 0,6—0,7. В ряде случаев в Антарктиде суммарная радиация при наличии облачности оказывается даже больше, чем при ясном небе.

Обработка материалов наблюдений за суммарной радиацией при различных условиях облачности проводилась нами так же, как и для Q_0 .

Сначала строились графики зависимости значений интенсивности Q от высоты солнца для различных форм облачности. Наиболее характерные из этих графиков показаны на рис. 4.

Верхняя граница точек на этих графиках соответствует максимально возможным значениям интенсивности суммарной радиации, наблюдавшейся при ясном небе или при наиболее благоприятных условиях облачности. Нижняя граница точек соответствует сплошной наиболее плотной облачности. На побережье такой облачностью является нижняя облачность, а в глубине материка — плотный слой снежного тумана или расположенный низко над поверхностью снежного покрова мощный слой Аз.

На рис. 4 видно, что зависимости Q от высоты солнца на побережье и в глубине материка совершенно различны. Во внутренних областях Антарктиды разброс точек от средней линии лежит в пределах $\pm 0,1—0,2$ ккал/см²мин., на побережье разброс крайних точек при больших высотах солнца достигает уже 1,0 ккал/см²мин., а отклонение их от средней интенсивности Q при тех же $h_{\odot}$ составляет 0,5—0,7 ккал/см²мин. Однако такое явление наблюдается лишь на ст. Оазис, где альбедо мало, а следовательно, невелико и вторичное отражение коротковолновой радиации от нижней границы облаков. В Мирном, где альбедо в 3—4 раза больше, чем в Оазисе, разброс точек гораздо меньше, и сплошная нижняя облачность даже при высоком стоянии солнца не может уже в 5—6 раз уменьшать интенсивность суммарной радиации по сравнению с Q_0 , как в Оазисе, а уменьшает ее лишь в 2—2,5 раза.

Такого же типа графики, как и для общей облачности, были построены нами для отдельных форм облаков, а также для облаков различных ярусов. Оказалось, что на побережье для каждого яруса облаков существуют свои зависимости изменения суммарной радиации от $h_{\odot}$. Средняя интенсивность Q для каждой градации облачности на станциях Мирный и Оазис показана на рис. 5.

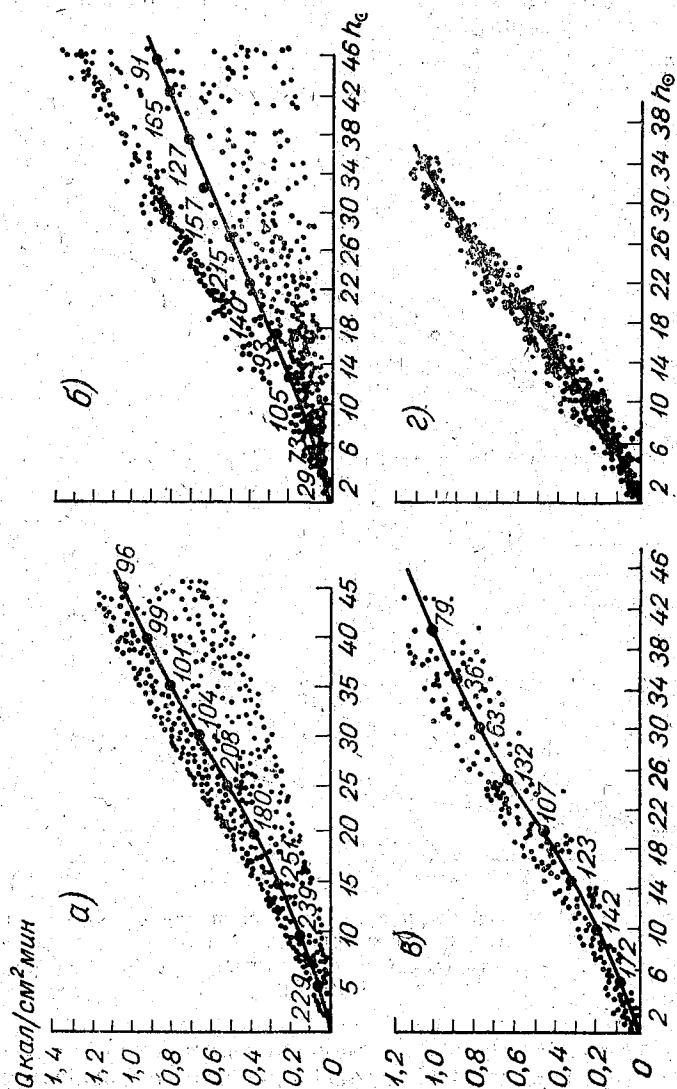


Рис. 4. Зависимость интенсивности суммарной радиации от высоты солнца при средних условиях облачности.
а — Мирный (1956 и 1957 гг.), б — Оазис Бангера (1957 г.), в — Пионерская (1956 и 1957 гг.), г — Восток (1958 г.).

Аналогичные графики зависимости интенсивности Q от $h_{\odot}$ при различной облачности были построены и для всех других станций.

Как можно видеть на рис. 5, на внутриматериковых станциях, расположенных высоко над уровнем моря, где преобладает облачность верхнего и реже среднего ярусов, зависимость Q от $h_{\odot}$ при наличии облаков оказалась примерно такой же, как и при ясном небе. Поэтому установить влияние той или иной формы облаков на интенсивность суммарной радиации было практически невозможно.

На станциях, расположенных на побережье, зависимость интенсивности Q при разных высотах солнца от облаков различных ярусов выявляется очень четко, причем величина Q зависит от местных особенностей.

Более подробные данные, характеризующие влияние облачности на интенсивность Q при различных $h_{\odot}$, приведены в табл. 8.

Из табл. 8 видно, что при одних и тех же формах облаков интенсивность суммарной радиации в различных районах антарктического побережья может сильно различаться.

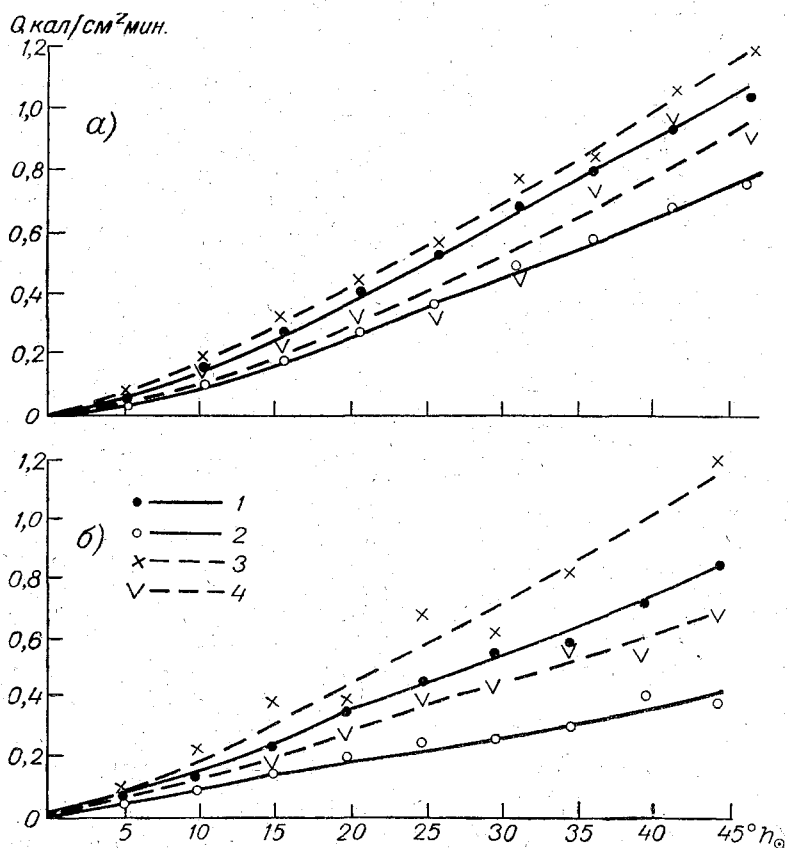


Рис. 5. Зависимость интенсивности суммарной радиации от характера облачности при разных высотах солнца.

a — Мирный, b — Оазис, 1 — средний балл облачности, 2 — 10/10, 3 — 10/0 Ci, Cs, Cc, 4 — 10/0 As, Ac.

Для примера в табл. 9 приведены отношения интенсивности Q в Мирном к значениям интенсивности Q , измеренным на ст. Оазис при различной облачности и разных высотах солнца.

Из табл. 9 видно, что при отсутствии облаков интенсивность Q на ст. Оазис несколько больше, чем в Мирном; с появлением облаков верхнего яруса картина начинает меняться. Интенсивность на ст. Мирный при высотах солнца более 10° становится выше, чем на ст. Оазис, на 2—6%. При наличии сплошной облачности среднего яруса интенсивность Q на ст. Мирный становится намного выше интенсивности Q на ст. Оазис, причем увеличение ее возрастает с высотой солнца. При высоте солнца 45° интенсивность Q на ст. Мирный становится выше, чем на ст. Оазис, более чем на 40%. Особенно сильно различаются значения интенсивности

Таблица 8

Зависимость Q от $h_{\odot}$ при разной облачности

Количество и форма облаков	Средние и предельные значения	Высота солнца (град.)								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45

О а з и с										
10/0 Ci, Cs, Cc	Среднее Предел <i>n</i>	0,08 — 24	0,20 — 3	0,32 — 3	0,44 — 2	0,56 — 3	0,70 — 5	0,82 — 3	0,98 — —	1,14 — 5
	Среднее Предел <i>n</i>	0,04 — 24	0,10 — 23	0,19 — 18	0,27 — 21	0,36 — 19	0,44 — 12	0,52 — 9	0,60 — 10	0,66 — 8
10/0 (все формы облаков верхнего и среднего ярусов)	Среднее Предел <i>n</i>	0,04 0,02—0,15 48	0,11 0,03—0,23 26	0,20 0,05—0,30 21	0,29 0,08—0,55 23	0,40 0,12—0,69 22	0,52 0,18—0,96 17	0,62 0,25—0,95 12	0,69 0,29—1,10 10	0,80 0,38—1,27 13
	Среднее Предел <i>n</i>	0,04 0,02—0,06 31	0,09 0,02—0,15 51	0,14 0,04—0,25 61	0,19 0,05—0,35 31	0,23 0,08—0,40 44	0,27 0,10—0,48 42	0,32 0,15—0,50 11	0,36 0,18—0,57 26	0,40 0,20—0,60 39
Средний балл облачности	Среднее Предел <i>n</i>	0,05 0,02—0,16 197	0,13 0,02—0,27 220	0,23 0,04—0,55 186	0,34 0,05—0,65 109	0,43 0,08—0,93 152	0,53 0,10—1,10 178	0,61 0,15—1,15 80	0,73 0,18—1,25 113	0,84 0,20—1,47 91

Количество и форма облаков	Средние и предельные значения	Высота солнца (град.)								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45

Мирный										
10/0 С1, Сs, Сс	Среднее Предел n	0,09 17	0,19 6	0,31 6	0,45 11	0,60 10	0,74 6	0,86 6	1,04 1	1,21 1
	Среднее Предел n	0,04 17	0,11 19	0,21 17	0,31 12	0,43 7	0,56 3	0,70 3	0,83 —	0,94 10
10/0 (все формы облаков верхнего и среднего ярусов)	Среднее Предел n	0,07 34	0,15 25	0,24 23	0,38 23	0,50 17	0,65 9	0,81 9	0,90 3	1,02 11
	Среднее Предел n	0,00—0,03 34	0,03—0,13 25	0,10—0,23 23	0,20—0,35 23	0,28—0,50 17	0,40—0,65 9	0,50—0,80 9	0,65—0,95 3	0,75—1,10 11
10/10 (все формы облаков)	Среднее Предел n	0,04 61	0,10 56	0,17 62	0,27 43	0,37 57	0,49 19	0,59 25	0,70 21	0,79 19
	Среднее Предел n	0,00—0,06 61	0,05—0,14 56	0,10—0,22 62	0,16—0,30 43	0,25—0,42 57	0,30—0,56 19	0,40—0,68 25	0,50—0,82 21	0,60—0,88 19
Средний балл облач- ности	Среднее Предел n	0,07 186	0,15 239	0,28 151	0,40 180	0,53 208	0,67 104	0,82 101	0,94 99	1,07 96
	Среднее Предел n	0,00—0,15 186	0,05—0,27 239	0,10—0,42 151	0,16—0,57 180	0,25—0,73 208	0,30—0,85 104	0,40—1,00 101	0,50—1,12 99	0,60—1,25 96
3—10 баллов (верхнего яруса)	Среднее Предел n	0,09 30	0,20 17	0,36 27	0,46 28	0,63 12	0,76 7	0,92 8	1,05 6	1,18 18
	Среднее Предел n	0,05—0,15 30	0,10—0,25 17	0,22—0,37 27	0,30—0,58 28	0,45—0,70 12	0,65—0,88 7	0,80—1,05 8	0,96—1,15 6	1,08—1,22 18
3—10 баллов (среднего яруса)	Среднее Предел n	0,07 23	0,16 46	0,27 27	0,40 31	0,53 19	0,63 16	0,77 8	0,82 6	1,05 16
	Среднее Предел n	0,02—0,10 23	0,03—0,24 46	0,15—0,38 27	0,25—0,50 31	0,35—0,65 19	0,42—0,72 16	0,50—0,90 8	0,65—1,10 6	0,76—1,25 16
3—10 баллов (нижнего яруса)	Среднее Предел n	0,04 79	0,10 97	0,17 77	0,28 63	0,39 65	0,53 30	0,65 29	0,73 29	0,87 25
	Среднее Предел n	0,02—0,06 79	0,05—0,20 97	0,10—0,28 77	0,16—0,42 63	0,25—0,55 65	0,30—0,75 30	0,40—0,90 29	0,50—0,95 29	0,60—1,15 25

Количество и форма облаков	Средние и предельные значения	Высота солнца (град.)								
		5	10	15	20	25	30	35	40	45
Пионерская										
Средний балл облачности	Среднее	0,09	0,20	0,32	0,46	0,64	0,77	0,90	1,03	—
	Предел n	0,01-0,19 172	0,10-0,34 192	0,16-0,48 123	0,28-0,60 107	0,38-0,74 132	0,50-0,00 65	0,64-1,05 65	0,78-1,14 114	—
Восток-1										
То же	Среднее	0,09	0,20	0,35	0,48	0,67	0,80	0,94	1,09 ¹	—
	Предел n	0,06-0,13 62	0,14-0,28 27	0,24-0,43 27	0,38-0,60 30	0,52-0,75 29	0,64-0,90 21	0,84-1,04 20	0,98-1,16 16	—
Комсомольская										
"	Среднее	0,12	0,28	0,43	0,62	0,80	0,97	1,13	1,28 ²	—
	Предел n	0,07-0,18 65	0,20-0,36 105	0,34-0,62 82	0,45-0,80 29	0,68-0,90 33	0,90-1,05 27	1,05-1,20 28	1,16-1,32 28	—
Восток										
"	Среднее	0,10	0,26	0,43	0,61	0,79	0,96	1,10	—	—
	Предел n	0,05-0,15 41	0,15-0,38 103	0,33-0,55 101	0,50-0,73 97	0,68-0,90 93	0,85-1,05 45	1,03-1,15 54	—	—
Советская										
"	Среднее	0,12	0,28	0,44	0,62	0,78	0,95	1,09	—	—
	Предел n	0,08-0,20 42	0,17-0,40 94	0,30-0,55 75	0,48-0,71 50	0,65-0,87 73	0,80-1,00 15	1,00-1,12 32	—	—

¹ Данные приведены для 39°.

² Данные приведены для 39°.

Таблица 9

Отношение Q на ст. Мирный к Q на ст. Оазис

Облачность	Высота солнца (град.)								
	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Ясно	1,0	0,90	0,92	0,93	0,95	0,96	0,98	0,97	0,97
10/0 Cl, Cs, Cc	1,1	0,95	0,96	1,02	1,06	1,06	1,06	1,06	1,06
10/0 As, Ac	1,0	1,10	1,12	1,15	1,19	1,27	1,35	1,38	1,42
10/10 (все формы)	1,0	1,11	1,31	1,42	1,61	1,81	1,96	2,0	1,97
Средний балл облачности	1,0	1,15	1,22	1,18	1,18	1,30	1,34	1,32	1,27

Q между станциями Мирный и Оазис при сплошной нижней облачности. При облачности 10/10 с увеличением высоты солнца разница в величинах интенсивности Q возрастает от 10 до 100%. При среднем балле облачности интенсивность суммарной радиации между этими станциями отличается на 20—30% и более.

Столь значительная разница между значениями интенсивности суммарной радиации при наличии облачности на станциях Мирный и Оазис объясняется, с одной стороны, большой ролью вторичного отражения коротковолновой радиации от нижней границы облаков на ст. Мирный, а с другой стороны, по-видимому, различием в характере облачности на ст. Оазис (большей мощностью облаков, влиянием водяного неба и т. п.).

Из табл. 8, также видно сравнительно небольшое влияние облачности на приход суммарной радиации (как уже отмечалось выше).

В табл. 10 приведены отношения средних величин интенсивности Q , наблюдавшихся в действительных условиях при различных высотах солнца, к средним значениям интенсивности Q_0 при тех же $h_{\odot}$. Указанные в табл. 10 отношения $\frac{Q}{Q_0}$ представляют собой коэффициенты пропускания суммарной радиации облачностью (K), широко применяемые при различного рода климатических расчетах для получения действительных значений интенсивности и сумм суммарной радиации (Т. Г. Берлянд, П. П. Кузьмин, С. И. Савинов и др.).

В Антарктиде такое определение для K будет не совсем точным, так как он характеризует не только величину пропускания Q той или иной формой облаков, но еще и величину обратного отражения нижней границей облаков коротковолновой радиации (R_K), приходящей к ней от поверхности земли вследствие большого альбедо снега.

Именно влиянием обратного отражения нижней границей облаков приходящей от поверхности земли коротковолновой радиации, как указывалось выше, и можно объяснить ту большую разницу в значениях интенсивности Q , которая наблюдается между станциями Оазис и Мирный при наличии одной и той же облачности.

Однако, несмотря на такую специфическую особенность коэффициента K , в Антарктиде так же, как и в других областях земного шара, этот коэффициент является важнейшей климатической характеристикой.

Как и следовало ожидать, коэффициент K на побережье зависит от местоположения станции, количества и формы облачности и от высоты солнца.

В глубине материка, начиная примерно с широты 73—74°, он уже не зависит ни от облачности, ни от высоты солнца и становится близким к единице, т. е. средняя интенсивность суммарной радиации при наличии облачности или при ее отсутствии в этих районах оказывается одинаковой.

Таблица 10

Зависимость коэффициента $K = \frac{Q}{Q_0}$ от количества и формы облачности
при различных высотах солнца

Характеристика облачности	Высота солнца (град.)								
	5	10	15	20	25	30	35	40	45

Оазис

10/0 Cl, Cs, Cc	0,78	0,80	0,80	0,80	0,80	0,82	0,82	0,86	0,92
10/0 As, Ac	0,36	0,40	0,42	0,49	0,52	0,52	0,52	0,53	0,53
10/0 (все формы)	0,36	0,44	0,50	0,53	0,57	0,61	0,62	0,63	0,64
10/10 (все формы)	0,36	0,36	0,35	0,35	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32
Средний балл облачности	0,45	0,52	0,58	0,62	0,62	0,62	0,61	0,64	0,68

Мирный

3/0—7/0 Cl, Cs, Cc	0,82	0,87	0,89	0,90	0,93	0,94	0,94	0,98	0,98
10/0 Cl, Cs, Cc	0,82	0,83	0,86	0,88	0,88	0,91	0,93	0,97	1,01
10/0 As, Ac	0,45	0,57	0,58	0,61	0,63	0,63	0,71	0,78	0,78
3/0—7/0 As, Ac	0,64	0,70	0,75	0,78	0,78	0,78	0,79	0,82	0,88
10/0 (все формы)	0,64	0,65	0,67	0,74	0,74	0,80	0,83	0,84	0,85
10/10 (все формы)	0,36	0,44	0,47	0,53	0,54	0,60	0,60	0,65	0,66
3/3—7/7 Sc, Ns, Frnb и другая облачность нижнего яруса	0,36	0,44	0,47	0,55	0,57	0,65	0,66	0,68	0,72
Средний балл облачности	0,64	0,65	0,78	0,78	0,78	0,83	0,84	0,88	0,89

Пионерская

Средний балл облачности	0,75	0,77	0,80	0,87	0,93	0,93	0,93	0,95	—
-------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	---

Восток-1

То же	0,80	0,80	0,83	0,87	0,93	0,94	0,94	0,96	—
-------	------	------	------	------	------	------	------	------	---

Комсомольская

"	1,00	1,00	0,96	0,97	0,99	0,99	1,00	—	—
---	------	------	------	------	------	------	------	---	---

Восток

"	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	—	—
---	------	------	------	------	------	------	------	---	---

Советская

"	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	—	—
---	------	------	------	------	------	------	------	---	---

На побережье значения K обычно растут с увеличением $h_{\odot}$, но растут по-разному при различной облачности. Для облаков верхнего яруса с увеличением $h_{\odot}$ величины K растут меньше, чем при средней или низкой облачности. На ст. Оазис при низкой облачности значения K мало меняются или даже несколько убывают с увеличением высоты солнца.

На побережье значение K в сильной степени зависит от местоположения станции или, точнее, от характера подстилающей поверхности. На ст. Оазис, где площадка обычно бывает свободна от снега, величины K при одних и тех же формах облаков значительно ниже, чем на ст. Мирный. Для примера в табл. 11 приведены отношения коэффициентов K

Таблица 11

Отношение $\frac{K_M}{K_O}$ при разных высотах солнца и разн. облачности

Количество и формы облаков	Высота солнца (град.)								
	5	10	15	20	25	30	35	40	45
10/0 Ci, Cs, Cc	1,05	1,04	1,07	1,10	1,10	1,11	1,13	1,13	1,10
10/0 As, Ac	1,25	1,40	1,38	1,24	1,21	1,21	1,36	1,47	1,47
10/10 (все формы)	1,00	1,22	1,34	1,51	1,64	1,87	1,87	2,02	2,06
Средний балл	1,42	1,25	1,34	1,25	1,25	1,34	1,38	1,38	1,31

на ст. Мирный (K_M) к K на ст. Оазис (K_O) при различных высотах солнца и разн. облачности.

Из табл. 11 следует, что при высокой облачности коэффициенты K на станциях Мирный и Оазис различаются на 5—10% и мало меняются с $h_{\odot}$. При облачности среднего яруса они обычно растут с высотой солнца, но разница между ними при одинаковых $h_{\odot}$ достигает уже 20—45%. При низкой облачности K очень быстро растет с высотой солнца на ст. Мирный и почти не меняется, а даже убывает на ст. Оазис; поэтому отношение между K_M и K_O на этих станциях достигает 200%.

Для среднего балла облачности зависимость K от $h_{\odot}$ сохраняется, но разница между ними составляет 25—38%.

По мере удаления в глубь материка при одинаковых $h_{\odot}$ и средних условиях облачности величины K растут, приближаясь, как уже указывалось, к единице на широтах 73—74°.

Таким образом, для всей внутренней части Антарктиды, начиная практически уже с широты 70—72°, можно принимать действительные величины суммарной радиации близким к возможным и определять значения интенсивности и суммы Q без больших погрешностей только по данным Q_0 .

Особо следует остановиться на изменении интенсивности суммарной радиации под влиянием снежного тумана.

Как известно из наших работ [4], на склоне антарктического плато очень часто наблюдается явление «снежного тумана» или движущейся по поверхности «снежной пыли», или «снежной мглы». Частицы такого тумана представляют собой недоразвитые ледяные кристаллы, а также обломки ледяных кристаллов, образующихся во время сильных низовых метелей. В отличие от ледяного тумана или дымки, снежный туман обладает большой яркостью и совершенно не дает гало. Высота снежного тумана обычно достигает нескольких десятков метров. Верхняя

граница его разорвана в клочья и сильно клубится, поэтому когда слой такого тумана движется в стороне, то сбоку он напоминает огромные валы дыма, какие часто можно видеть при больших лесных пожарах.

Верхняя граница снежного тумана или облака снежной пыли обычно сильно разорвана, поэтому мощность его над пунктом наблюдения постоянно меняется. Создается впечатление, что облако движется как бы отдельными зарядами (порциями), концентрация снежных частичек в которых сильно колеблется. Такое колебание плотности облака сказывается на интенсивности суммарной радиации.

Во время зимовки на ст. Пионерская автор провел ряд специальных наблюдений за изменением интенсивности суммарной радиации в снежном тумане. Измерения проводились обычным способом с той лишь разницей, что в срок наблюдений производили не три отсчета по гальванометру, как это рекомендовано Руководством, а 10—15 отсчетов с интервалами в 1—2 секунды. По каждому отсчету вычислялась интенсивность Q . Затем вычислялось среднее значение и находилось отклонение отдельного измерения от среднего значения интенсивности ($\delta\%$).

Наиболее характерные данные наблюдений приведены в табл. 12. Из табл. 12 видно, что в облаках снежной пыли отклонения единичной ин-

Таблица 12

Колебания интенсивности суммарной радиации на ст. Пионерская при наличии снежного тумана (облаков снежной пыли) (кал/см² мин.)

Дата	Время (час. мин.)	Элемент	Номера отсчета										Среднее
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
21/XI	16 00	Q	0,53	0,46	0,43	0,44	0,55	0,62	0,71	0,77	0,75	0,78	0,60
		$\delta\%$	-12	-24	-28	-27	-8	3	18	28	25	30	
9/I	10 00	Q	0,92	1,01	1,11	1,08	1,16	1,17	1,12	1,15	1,09	1,12	1,09
		$\delta\%$	-15	-8	2	-1	3	7	3	5	0	3	
11/I	12 58	Q	0,97	0,96	0,96	0,98	1,12	1,12	1,10	1,09	1,03	1,02	1,04
		$\delta\%$	-7	-8	-8	-6	8	8	6	5	-1	-2	
14/I	16 00	Q	0,86	0,89	0,86	0,73	0,76	0,69	0,68	0,67	0,72	0,77	0,76
		$\delta\%$	13	17	13	-4	0	-9	-11	-12	-5	-1	
15/I	13 00	Q	1,13	1,13	1,05	1,02	1,12	1,17	1,08	0,94	1,02	0,98	1,06
		$\delta\%$	7	7	-1	-3	6	10	2	-11	-3	-8	

тенсивности Q от средней за двухминутный интервал составляют в среднем 8—10%, реже 15—20%. Отдельные отклонения достигают иногда $\pm 30\%$.

Такой туман часто бывает настолько плотен, что полностью закрывает солнце, несмотря на то что мощность его при этом не превышает 200 м.

Однако, несмотря на влияние местных условий, сказывающихся на интенсивности Q , ее распределение на территории Антарктиды при разных $h_{\odot}$ и при наличии облачности выявляется очень четко.

На основании приведенных в табл. 8 данных для средних условий облачности была построена пространственная зависимость интенсивности суммарной радиации от широты места и высоты солнца, которую использовали для последующих расчетов (рис. 1б).

Таблица 13

Суточный ход интенсивности суммарной радиации при средних условиях
облачности (кал/см² мин.)

Месяц	Время суток (часы, мин.)								
	13 00	11 30	10 00	8 30	7 00	5 30	4 00	2 30	1 00
О азис									
I	0,85	0,86	0,79	0,68	0,46	0,27	0,11	0,03	0,00
II	0,70	0,71	0,63	0,49	0,31	0,12	0,02		
III	0,46	0,47	0,41	0,28	0,11	0,01			
IV	0,21	0,23	0,16	0,06	0,01				
V	0,06	0,07	0,03	0,00					
VI	0,01	0,01							
VII	0,01	0,02							
VIII	0,12	0,12	0,09	0,02					
IX	0,35	0,37	0,32	0,24	0,04				
X	0,60	0,61	0,54	0,41	0,22	0,06	0,01		
XI	0,80	0,82	0,75	0,60	0,42	0,22	0,07	0,03	
XII	0,90	0,92	0,83	0,70	0,50	0,32	0,14	0,06	0,01
М и р н ы й									
I	1,02	1,03	0,94	0,77	0,54	0,29	0,13	0,04	0,01
II	0,82	0,84	0,74	0,56	0,33	0,14	0,04		
III	0,53	0,54	0,46	0,29	0,13	0,03			
IV	0,23	0,24	0,17	0,08	0,02				
V	0,06	0,08	0,04						
VI	0,01	0,02							
VII	0,04	0,05							
VIII	0,14	0,15	0,10	0,04					
IX	0,38	0,41	0,34	0,18	0,06				
X	0,71	0,73	0,64	0,45	0,24	0,07			
XI	0,95	0,98	0,88	0,71	0,47	0,24	0,08	0,02	
XII	1,06	1,08	0,99	0,85	0,59	0,34	0,15	0,06	0,01
П и о н е р с к а я									
I	1,04	1,06	0,98	0,83	0,63	0,37	0,19	0,07	0,04
II	0,84	0,85	0,78	0,62	0,38	0,17	0,04		
III	0,53	0,54	0,46	0,31	0,12	0,02			
IV	0,19	0,21	0,15	0,06	0,01				
V	0,03	0,04	0,01						
VI—VII	—	—	—						
VIII	0,10	0,11	0,06	0,02					
IX	0,36	0,38	0,32	0,18	0,05				
X	0,72	0,75	0,66	0,48	0,27	0,09	0,01		
XI	0,98	0,99	0,92	0,77	0,54	0,31	0,13	0,04	0,01
XII	1,09	1,11	1,04	0,88	0,68	0,43	0,24	0,11	0,06
К о м с о м о л ь с к а я									
I	1,17	1,19	1,16	0,96	0,81	0,59	0,38	0,16	0,14
II	0,92	0,94	0,87	0,73	0,52	0,29	0,11	0,02	0,01
III	0,55	0,57	0,49	0,34	0,16	0,04			
IV	0,13	0,14	0,10	0,03					
V—VII	—	—	—						
VIII	0,05	0,05	0,01						
IX	0,38	0,38	0,32	0,17	0,05				
X	0,79	0,80	0,74	0,57	0,37	0,16	0,04		
XI	1,09	1,11	1,04	0,91	0,72	0,49	0,28	0,15	0,07
XII	1,24	1,25	1,18	1,06	0,87	0,67	0,45	0,29	0,20

Месяц	Время суток (часы, мин.)								
	13 00	11 30	10 00	8 30	7 00	5 30	4 00	2 30	1 00

Восток

I	1,02	1,03	0,99	0,89	0,74	0,59	0,45	0,38	0,26
II	0,76	0,77	0,71	0,60	0,44	0,30	0,16	0,08	0,04
III	0,37	0,78	0,33	0,23	0,11	0,04	0,02		
IV	0,05	0,05	0,03	0,02					
V—VII	—	—	—	—					
VIII	0,02	0,02							
IX	0,20	0,21	0,17	0,09	0,03				
X	0,60	0,61	0,56	0,44	0,31	0,17	0,07	0,03	0,02
XI	0,94	0,96	0,91	0,80	0,66	0,49	0,35	0,24	0,18
XII	1,08	1,08	1,05	0,96	0,81	0,66	0,52	0,41	0,33

Если сопоставить графики, приведенные на рис. 1 а и 1 б, то можно увидеть более резкое падение интенсивности Q по сравнению с Q_0 в прибрежной зоне, что объясняется снижением влияния облачности на суммарную радиацию по мере удаления в глубь материка.

С помощью номограммы, помещенной на рис. 1 б, и данных о высоте солнца были получены среднемесячные значения интенсивности Q за различные сроки наблюдений, а затем определены осредненные за месяц суточные суммы Q (табл. 13).

Из табл. 13 видно, что в летние месяцы интенсивность в околополуденные часы на станциях, расположенных вдоль ледникового склона, оказывается примерно одинаковой, несмотря на некоторые различия в $h_{\odot}$ и высотах станций относительно уровня моря. Исключение составляет ст. Комсомольская, где, как уже указывалось, интенсивность Q , по-видимому, несколько завышена. В остальное время суток значения интенсивности Q вследствие неодинаковых высот солнца на станциях существенно различаются.

На основании средних месячных величин интенсивности Q , приведенных в табл. 13, и времени восхода и захода солнца были вычислены осредненные за месяц суточные суммы Q при средних условиях облачности (табл. 14).

Годовой ход суточных сумм Q приведен на рис. 2 б, на котором видно, что суточные суммы Q с сентября по март растут с увеличением широты, а затем начинают убывать.

Максимальные суточные суммы Q , как и суммы Q_0 , наблюдаются в районе ст. Комсомольская, к югу от которой они несколько убывают. Вызвана ли такая закономерность сочетанием большой высоты ст. Комсомольская с высоким солнцестоянием в течение полярного дня или, возможно, здесь имели место какие-либо другие причины — сказать трудно. Если сравнить полученные данные с наблюдениями в Арктике, то, согласно работе М. К. Гавриловой [5], в летнее время там на уровне моря имеет место непрерывный рост месячных сумм почти до самого полюса. В Антарктиде такой картины, по-видимому, наблюдаться не будет, так как по мере продвижения к полюсу отмечается, с одной стороны, понижение высоты местности над уровнем моря, а с другой, — увеличение и уплотнение облачности.

На основании полученных выше суточных сумм Q были рассчитаны месячные величины суммарной радиации для всех советских станций.

Таблица 14

Среднесуточные суммы суммарной радиации при средних условиях облачности (кал/см² сутки)

Станция	Период осреднения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Оазис	X 1956 г.— XI 1958 г.	564	396	216	84	18	—	10	42	180	312	504	612
Мирный	III 1956 г.— XII 1958 г.	648	456	240	84	24	<1	10	48	168	360	588	720
Пионерская	V 1956 г.— 1958 г.	756	504	264	72	—	—	—	18	156	384	648	780
Восток-1	II—IX 1957 г.	760	516	216	48	—	—	—	12	132	396	660	810
Комсомоль- ская	I—XII 1957 г.	936	620	276	48	—	—	—	8	156	468	804	1020
Восток и Советская	1958 г.	924	552	192	12	—	—	—	—	84	396	792	996

Одновременно месячные суммы Q были определены и вторым способом: путем сложения суточных сумм, вычисленных по данным срочных наблюдений или актинометрических самописцев. Для получения более плавного годового хода как в первом, так и во втором случае число дней в каждом месяце принималось равным 30,4. Месячные суммы Q , полученные обоими способами (а и б), приведены в табл. 15.

В табл. 15 помещены также месячные суммы Q , полученные в Порту Мартин и ст. Модхейм.

При рассмотрении данных табл. 15 бросаются в глаза необычайно большие месячные суммы Q , наблюдающиеся в летние месяцы. До сих пор ни в одной точке земного шара, включая и самые высокогорные станции, не были отмечены столь высокие месячные суммы Q .

В табл. 16 приведены наибольшие месячные суммы Q , наблюдавшиеся весной и летом в отдельных пунктах земного шара, включая месячные суммы Q для некоторых арктических станций.

Из табл. 16 видно, что месячные величины суммарной радиации в Антарктиде летом превышают месячные суммы Q для тех же широт в Арктике в 1,5—2 раза и более. Месячные суммы Q для внутриматериковых станций достигают невиданных до сих пор значений — 30 ккал/см² и более. Даже годовые суммы Q в Антарктиде оказались не только сравнимы с годовыми суммами для средней полосы Европы, но значительно превышают их и приближаются к годовым суммам Q для экваториальной зоны.

Для сравнения в табл. 17 приведены средние годовые суммы Q в Антарктиде и Арктике. Для сравнения в этой таблице приведены также годовые суммы Q для некоторых южных широт Северного полушария по данным работ Т. Г. Берлянд [6] и М. К. Гавриловой [5].

Из табл. 17 следует, что даже в сумме за год Q возрастает с широтой по мере удаления в глубь Антарктиды вплоть до 74° ю. ш., причем эти районы являются районами самого большого на земном шаре количества поступающего на подстилающую поверхность солнечного тепла в летние месяцы.

Таблица 15
Месячные величины суммарной радиации в Антарктиде при средних условиях облачности (ккал/см² месяц)

Станции и период наблюдений	Широта (южная)	Способы расчета	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Оазис, X 1956 г. — XII 1958 г.	66°18'	a 6	17,1 15,0	12,0 8,4	6,6 6,6	2,6 2,2	0,6 0,4	—	—	1,3 0,8	5,5 4,2	9,5 10,1	15,3 13,6	18,6 17,0	89,1 78,4
Мирный, III 1956 г. — XII 1958 г.	66 33	a 6	19,7 19,6	13,9 13,8	7,6 7,8	2,6 2,3	0,3 0,5	0,0 0,1	0,1 0,2	1,5 1,6	5,1 5,3	11,0 12,0	17,9 19,2	21,9 21,6	101,6 104,0
Порт Маргин 1951—1952 гг.	60 49		16,5	9,5	5,5	2,0	0,2	0,0	0,4	1,0	3,5	9,3	13,9	16,6	78,4
Пенерская, V 1956 г. — 1958 г.	69 44	a 6	23,0 22,9	15,3 14,6	8,0 6,1	2,2 1,6	0,1 0,2	0,0	0,0	0,6 0,8	4,7 5,1	11,7 11,3	19,7 20,3	23,7 25,1	109,0 108,0
Модгейм, II 1949 г. — I 1952 г.	71 03		18,1	11,5	6,3	1,6	0,1	0,0	0,0	0,7	4,2	11,0	18,4	21,8	93,7
Восток-1, V—X 1957 г.	72 08	a 6	23,1 —	15,7 —	6,6 —	1,5 0,5	0,0 0,1	0,0	0,0	0,4 0,6	4,0 3,8	12,0 11,1	20,1 20,2	24,6 —	108,0 —
Комсомольская, XI 1957 г. — XII 1958 г.	74 05	a 6	28,4 28,4	18,4 18,8	8,4 8,8	1,5 1,3	0,0 —	0,0	0,0	0,2 0,2	4,7 5,4	14,2 12,8	24,4 25,6	31,0 30,8	131,2 132,1
Восток, XII 1957 г. — XII 1958 г.	78 27	a	28,1	16,8	5,8	0,4	—	—	—	—	2,6	12,0	24,1	30,3	120,1
Советская X—XI 1958 г.	78 24	6	—	16,9	4,9	0,5	—	—	—	—	1,7	9,6	22,7	31,1	—
Южный полюс	90 00	a	21,9	10,1	2,6	—	—	—	—	—	0,2	7,9	20,1	25,4	88,2

Таблица 16

Месячные суммы Q , наблюдавшиеся весной и летом в различных районах земного шара (ккал/см²)

Станция	Период наблюдений	Координаты		Высота над уровнем моря (м)	Суммарная радиация		
		широта	долгота		XI (V)	XII (VI)	I (VII)
Антарктида							
Мирный	1956—1958 гг.	66°33' Ю	93°00' В	36	17,9	21,9	19,7
Пионерская	1956—1958 гг.	69 44	95 30	2700	19,7	23,7	23,0
Модхейм	1949—1952 гг.	71 03	10 56	30	18,4	21,8	18,1
Комсомольская	1958 г.	74 05	97 29	3540	24,4	31,0	28,4
Восток	1958 г.	78 27	106 52	3500	24,1	30,3	28,1
Арктика							
Соданкюля	1932—1933 гг.	67°22' С	26°34' В	180	13,1	13,4	12,3
Мыс Шмидта	1936—1954 гг.	68 56	179 25	7	14,9	15,5	11,8
Остров Диксон	1938—1954 гг.	73 30	80 25	20	14,0	13,9	11,6
Остров Уединения	1935—1954 гг.	77 30	82 12	9	14,7	15,0	10,7
Южные станции Северного полушария							
Ташкент	1937—1946 гг.	41°20' С	69°18' В	478	16,5	18,6	20,1
Лиссабон	1940—1951 гг.	38 43	9 08 В	95	17,8	21,3	21,3
Альбукорне	1950—1951 гг.	35 03	106 37	1630	20,8	22,2	20,4
Эль Пасо	1950—1951 гг.	31 48	106 24	1205	22,0	22,1	19,6

Таблица 17

Средние годовые суммы Q (ккал/см²)

Станция	Годовая сумма	Станция	Годовая сумма	Станция	Годовая сумма
Антарктида		Арктика		Южные широты Северного полушария	
Оазис	89	Соданкюля	67	Париж	95
Мирный	94	Мыс Шмидта	72	Свердловск	91
Пионерская	109	Остров Диксон	65	Куйбышев	101
Модхейм	94	Остров Уединения	59	Одесса	112
Комсомольская	(134)	Бухта Тихая	53	Ташкент	135
Восток и Советская	120			Нагасаки	133
				Сингапур	139

Таким образом, как это ни звучит парадоксально, но Антарктида является в одно и то же время как «абсолютным полюсом холода», так и «абсолютным полюсом тепла солнечной радиации». Для получения среднемесячных коэффициентов пропускания ($K = \frac{Q}{Q_0}$) представляет интерес рассмотреть соотношения между действительными и возможными суммами Q в Антарктиде в течение года.

Таблица 18

Средние месячные значения соотношений между действительными Q и возможными суммами Q в Антарктиде и Арктике

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Антарктида													
Мирный	0,82	0,81	0,76	0,72	—	—	—	—	0,79	0,80	0,84	0,85	0,76
Пионерская	0,95	0,92	0,90	0,79	—	—	—	—	0,84	0,88	0,89	0,89	0,90
Комсомольская . . .	0,99	1,00	1,00	1,00	—	—	—	—	0,96	0,97	0,97	0,97	0,99
Восток и Совет- ская	0,98	1,00	0,94	—	—	—	—	—	0,96	0,98	0,97	0,98	0,98
Оазис	0,67	0,71	0,83	0,84	—	—	—	—	0,92	0,73	0,69	0,65	0,73
Арктика													
Бухта Тихая	—	—	1,0	0,9	0,8	0,8	0,6	0,5	0,4	0,5	—	—	0,7
Остров Уедине- ния	—	0,5	0,9	0,9	0,8	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4	—	—	0,6
Остров Диксон . . .	—	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	—	—	0,7

В табл. 18 приведены средние месячные и годовые значения K в различных зонах Антарктиды. Для сравнения в этой же таблице приведены значения указанных соотношений в Арктике, заимствованные из работы [3].

Как видно из таблицы, среднемесячные отношения $\frac{Q}{Q_0}$ в Антарктиде и Арктике различаются не только количественно, но имеют и своеобразный годовой ход. В Арктике максимальные значения $\frac{Q}{Q_0}$ приходится на весну, когда наблюдается минимум облачности, а минимум — на лето и осень, когда облачность бывает наибольшей. В Антарктиде максимальные значения $\frac{Q}{Q_0}$ наблюдаются летом; несмотря на увеличение облачности в этот период года. Такое явление наблюдается не только на побережье (ст. Мирный), но и прослеживается далеко в глубь материков вплоть до ст. Пионерская, и только в центральных районах годовой ход $\frac{Q}{Q_0}$ сглаживается и отношение $\frac{Q}{Q_0}$ во все месяцы оказывается близким к единице. На участках, свободных от льда (ст. Оазис), годовой ход $\frac{Q}{Q_0}$, обратный тому, который наблюдается на остальном побережье. На ст. Оазис значения $\frac{Q}{Q_0}$ летом оказываются минимальными, что, с одной стороны, связано с увеличением облачности над оазисами в летнее время, а с другой, — с понижением роли вторичного отражения от облаков вследствие уменьшения альбедо поверхности как оазиса, так и окружающей его ледяной пустыни.

Высокий коэффициент пропускания и его постоянство, наблюдающееся в глубине Антарктиды в течение всего года, позволяют в условиях Антарктиды использовать самые простые расчетные методы для определения суммарной радиации, основываясь только на элементарных метеорологических данных.

В качестве примера мы рассчитали месячные величины суммарной радиации для трех советских внутриматериковых антарктических станций при действительных условиях облачности, пользуясь известной формулой Савинова—Онгстрема

$$Q = Q_0 [1 - (1 - k)n], \quad (1)$$

где n — средний балл облачности, k — коэффициент, выражающий отношение действительной радиации к возможной при сплошной облачности.

При этом данные Q и Q_0 мы заимствовали из приведенных табл. 6 и 15, а средний балл облачности взяли из метеорологических таблиц.

Полученные таким образом месячные суммы приведены в табл. 19.

Таблица 19

Месячные суммы Q , полученные на основании фактических измерений (а), и рассчитанные по формуле Савинова—Онгстрема (б)

Способы расчета	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Мирный									
а	5,1	11,0	17,9	21,9	19,7	13,9	7,6	2,6	94
б	4,8	10,9	16,8	20,0	18,0	13,2	7,4	2,6	94
Пионерская									
а	4,7	11,7	19,7	23,3	23,0	15,3	8,0	2,2	109
б	4,9	11,5	19,7	23,7	22,0	15,1	7,9	2,4	108

Как и следовало ожидать, месячные суммы Q , полученные путем непосредственных измерений и расчетов, оказались близкими, что свидетельствует о широкой возможности применения расчетных методов с целью получения величин суммарной радиации для большинства антарктических станций на основании лишь данных об облачности, используя для этого построенный нами график зависимости интенсивности Q от высоты солнца, географической широты и высоты над уровнем моря. Эти данные могут быть использованы при построении климатических карт-схем при наличии гипсометрической основы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Liljeqvist G. H. Energy exchange of an Antarctic snow-field. Oslo. 1957.
2. Loewe F. Etudes de glaciologie en Terre Adelie 1951—1952. Paris. 1956.
3. Каледкина А. С. и Моршунова М. С. Радиационный баланс некоторых районов Арктики. Сборник статей по актинометрии. 1954.
4. Русин Н. П. Климат Антарктиды. Гидрометеониздат. 1959.
5. Гаврилова М. К. Суммарная радиация в советской и зарубежной Арктике. Труды АНИИ, т. 217. Сборник статей по метеорологии. 1959.
6. Берлянд Т. Г. Годовой ход суммарной солнечной радиации по данным фактических наблюдений. Труды ГГО, вып. 48(110). Гидрометеониздат. 1954.

ИСПАРЕНИЕ И ТАЯНИЕ СНЕГА В АНТАРКТИЧЕСКОМ ОАЗИСЕ

В статье приводятся результаты наблюдений над испарением и таянием снега во время Второй антарктической экспедиции 1957-58 г. На основании данных наблюдений приводится эмпирическая формула для расчета испарения в оазисе.

В процессах тепло- и влагообмена, непрерывно происходящих в приземном слое атмосферы, испарению с поверхности снега и таянию снежного покрова принадлежит значительная роль. Без учета расходов тепла на испарение и таяние снега не может быть создано полное представление об основных микроклиматических особенностях отдельного района.

В настоящей работе использованы материалы наблюдений над испарением и таянием снега на антарктической ст. Оазис в период работы Второй антарктической экспедиции 1957-58 г.

Во внутриконтинентальных районах Антарктиды испарение с поверхности снега затруднено вследствие устойчивой антициклональной погоды, способствующей сильному выхолаживанию подстилающей поверхности и интенсивной сублимации водяного пара из приземного слоя воздуха. Таяние снега для этих районов исключено совершенно.

Что касается прибрежных районов материка, то здесь условия более благоприятны как для испарения с поверхности снега в течение всего года, так и для интенсивного таяния снега в весенне-летний период.

Район расположения прибрежной ст. Оазис, представляющий собой выход коренных пород ледникового ложа на поверхность ледника, обладает целым рядом микроклиматических особенностей, резко отличающих его даже от соседних районов прибрежной зоны. Основной особенностью оазиса, площадь которого 350 км², является отсутствие на его территории постоянного снежного или ледяного покрова. Снег, выпадающий в районе оазиса, сдувается ураганскими циклоническими ветрами на прилегающие ледники, и лишь на отдельных участках снежные отложения типа снежников сохраняются длительное время. Альbedo оазиса в целом (определено с самолета) составляет 32%, в то время как альbedo примыкающих к нему ледников — около 78—83%. В самом оазисе альbedo различных поверхностей в зависимости от внешних характеристик представленных там горных пород колеблется от 16 до 25%. Альbedo льда озера перед началом таяния меняется от 27 до 51%, а альbedo озерной воды в весенний период составляет 23%.

Относительно низкая отражательная способность подстилающей поверхности оазиса обуславливает ее значительное нагревание лучистой

энергией. В отдельные весенние и летние дни температура на поверхности почвы достигает 30° и более. Вследствие этого происходит нагревание приземного слоя воздуха, приводящее к созданию некоторых климатических особенностей, в частности к образованию местной кучевой облачности.

Отсутствие постоянного снежного покрова вызывает в зимнее время сильное промерзание почвы в оазисе до глубин 1,5—2 м. Воздух в оазисе отличается большой сухостью, относительная влажность в отдельные дни доходит до 18—20%.

Наблюдения над испарением снега в оазисе проводились в зимний и весенне-летний периоды 1957-58 г. Наблюдения над таянием снега проводились весной и летом 1957-58 г.

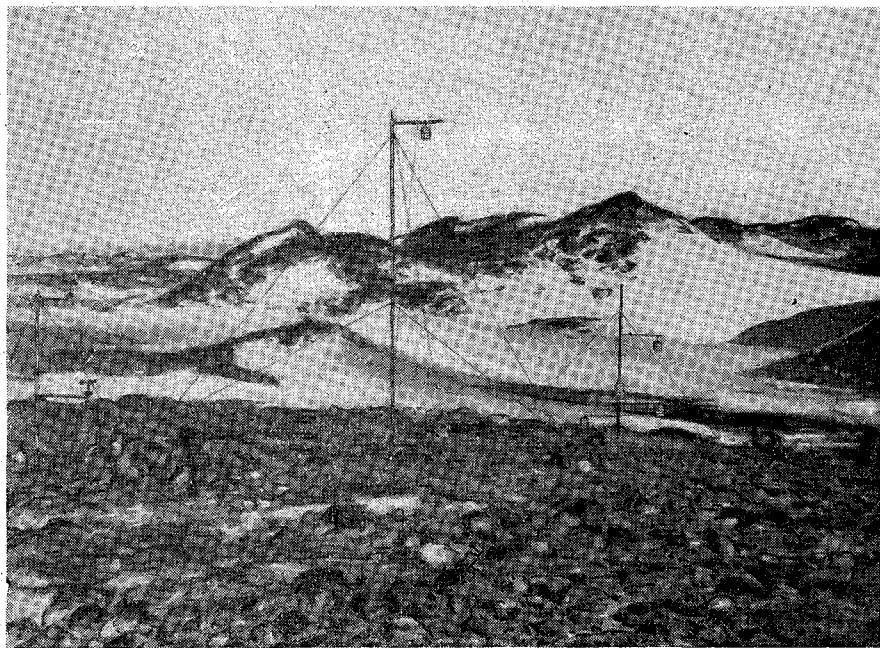


Рис. 1. Общий вид снежника, на котором производились наблюдения над испарением.

Для определения количества испаряющегося снега в каждый сезон применялись по два металлических испарителя. Испарители для зимних наблюдений представляли собой жестяные коробки высотой 15 см с испаряющей поверхностью около 200 см^2 . Они устанавливались в снег на одном уровне с его поверхностью и ежедневно взвешивались с точностью 0,5 г, что позволило определить испарение с точностью до 0,025 мм.

При наблюдениях в зимний период встречались методические трудности, основными из которых являлись частые ураганные ветры, коренным образом меняющие распределение снежных отложений по территории оазиса и выдувающие снег из испарителей. Непрерывные наблюдения над испарением снега в зимний период удалось провести лишь в течение двух недель (с 3 по 19 июня 1957 г.).

В весенне-летний период 1957-58 г. наблюдения над испарением и таянием снега проводились на обширном снежнике, образовавшемся во вторую половину зимы 1957 г. у подножия группы сопок на берегу самого большого озера в оазисе — Фигурного (рис. 1). Наблюдения были

начаты 13 октября 1957 г. и прерваны в связи с окончанием зимовки второй смены континентальной антарктической экспедиции 8 января 1958 г.

Для раздельного учета растаявшего и испарившегося снега были использованы два вида испарителей: с сетчатыми и сплошными боковыми стенками и дном. Ежедневное взвешивание испарителей позволило определить суммарный расход снега на таяние и испарение (сетчатый испаритель) и отдельно на испарение снега (второй испаритель). Размеры сетчатого испарителя: высота 22,5 см, испаряющая поверхность 910 см²; размеры второго: высота 14 см, испаряющая поверхность 754 см². Взвешивание испарителей производилось один раз в сутки с точностью до 1 г,

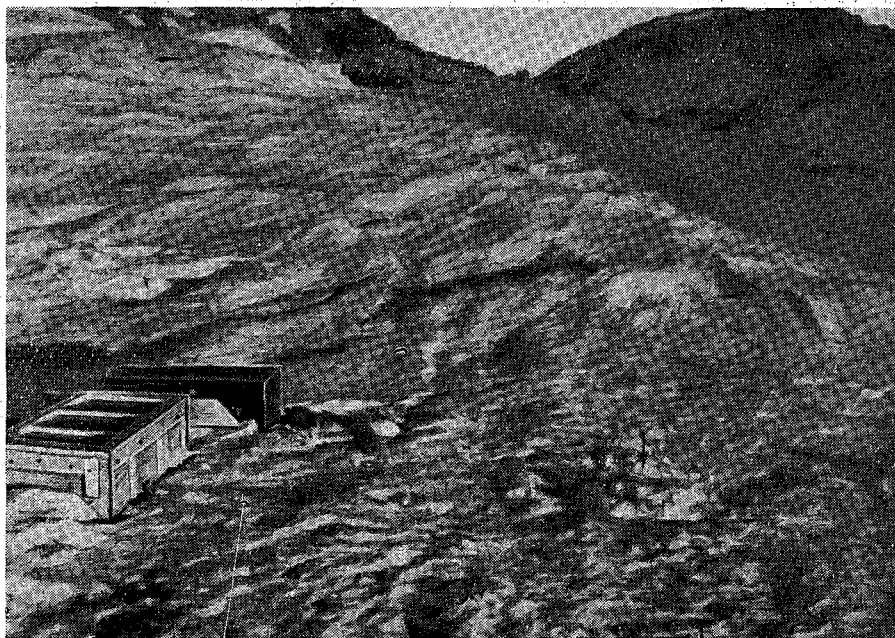


Рис. 2. Установка испарителей в снегу (показаны стрелкой).

что обеспечивало определение расходов снега с точностью до 0,01 мм слоя воды.

Испарители устанавливались рядом в снегу на одном уровне с его поверхностью. При закладывании монолитов в испарители соблюдалась последовательность естественного распределения слоев снега. Испарители плотно вставлялись в ямы, которые образовывались в снегу по форме испарителей при вырезании монолитов (рис. 2). Талая вода беспрепятственно уходила из сетчатого испарителя, и естественный теплообмен и влагообмен снежного монолита с ниже лежащими и примыкающими к нему массами снега нарушался в меньшей степени, чем при установке испарителей со сплошными стенками. Что касается последнего, то в период интенсивного снеготаяния в нем скапливалась талая вода и испарение в дневное время происходило с водной поверхности, а в ночные часы с поверхности льда (замерзшая вода).

Одновременно с определением расходов снега измерялась температура его поверхности и проводились эпизодические определения альбедо снежника.

Монолиты по мере их оседания в испарителях заменялись новыми; в период снеготаяния такая замена производилась ежедневно.

Таблица 1

Испарение с поверхности снега на ст. Оазис в зимний период

Дата	Величина испарения (мм/сутки)	$e_n - e$	Скорость ветра (м/сек.)	Температура снега (град.)	Температура воздуха (град.)
4/VI	0,25	-0,04	0	-26,5	-15,4
5/VI	-0,10	-0,11	1	-24,0	-15,5
6/VI	0,15	0,0	0,5	-26,5	-18,1
7/VI	-0,35	0,31	4,0	-21,8	-15,5
8/VI	0,20	0,43	3,0	-27,5	-17,7
9/VI	0,48	-0,08	0,5	-34,0	-23,1
10/VI	0,10	-0,07	0	-35,9	-26,1
11/VI	0,0	-0,01	0	-37,3	-29,0
12/VI	-0,43	-0,05	0,25	-39,0	-27,4
13/VI	-0,05	-0,08	0	-39,5	-29,1
14/VI	0,25	-0,04	0,5	-43,1	-31,9
15/VI	0,43	0,06	6,5	-26,2	-25,8
16/VI	0,15	-0,12	0,25	-29,5	-22,6
17/VI	0,15	0,02	0,25	-29,0	-19,8
18/VI	-0,48	-0,02	0	-31,5	-22,6
19/VI	0,07	0,0	1	-21,1	-21,2

Всего: испарение 2,23 мм, конденсация 1,41 мм

Таблица 2

Испарение и таяние снега на ст. Оазис в весенне-летний период

Период	Величина испарения (мм/сутки)	Таяние (мм/сутки)	Скорость ветра (м/сек.)	$e_n - e$	Температура (град.)		Облачность (баллы)	
					воздуха	снега	общая	нижняя
13—20/X	0,24	0,24	2,8	0,39	-9,4	-15,8	5,0	1,8
21—31/X	1,16	0,52	5,2	0,61	-8,4	-12,9	6,7	3,9
1—10/XI	0,89	0,62	5,0	0,61	-3,4	-11,4	5,8	2,4
11—20/XI	0,76	0,64	3,7	0,65	-3,6	-11,1	5,9	2,0
21—30/XI	1,28	0,40	5,9	0,73	-4,0	-10,7	5,4	2,4
1—10/XII	1,49	0,74	4,8	0,90	-0,4	-5,9	6,9	3,2
11—20/XII	1,60	10,87	4,7	1,19	1,9	-3,2	6,9	3,7
21—31/XII	1,28	11,68	5,9	0,87	0,5	-5,1	6,4	4,0
1—8/I	0,24	13,62	3,0	1,81	1,4	0,0	9,3	6,3

Результаты наблюдений над испарением и таянием снега представлены в табл. 1 и 2.

Существующие схемы расчета испарения E основываются на прямой зависимости интенсивности испарения от скорости ветра (турбулентного обмена) и разности между максимальной упругостью водяного пара по температуре испаряющей поверхности (e_n) и абсолютной влажностью воздуха на высоте 2 м (e):

$$E = f(u) (e_n - e),$$

где

$$f(u) = a + bu.$$

Эта формула справедлива для всех испаряющих поверхностей с избыточным увлажнением, т. е. как для воды, так и для снега. Направление переноса влаги (испарение или конденсация) определяется знаком разности $(e_n - e)$.

Как видно из табл. 1, знак разности $(e_n - e)$ не всегда определял наблюдавшийся процесс. В отдельные дни, несмотря на положительное значение этой разности, вместо испарения наблюдалась конденсация, и наоборот. Это можно объяснить малыми величинами разности $(e_n - e)$, т. е. близкими значениями температур точки росы и поверхности снега, что делало равновероятными оба процесса и в суточном ходе был возможен небольшой перевес в сторону одного из процессов.

Если рассматривать оба процесса не за отдельные сутки, а за более длительный период (в данном случае за весь период наблюдений), то станет очевидным, что испарение превалирует над конденсацией в соответствии с суммарным значением разности $(e_n - e) = 0,20$ (испарение за период составляет 0,82 мм/сутки).

В табл. 2 приведены средние за декаду величины испарения и таяния, а также средние декадные значения некоторых метеорологических элементов.

Интенсивность испарения, достигнув во второй декаде декабря среднего максимального значения 1,6 мм/сутки, начала уменьшаться к концу периода наблюдений вследствие увеличения абсолютной влажности воздуха до 4,3 мб (1,98 мб в первой половине декабря). В январе отмечались даже случаи конденсации влаги из воздуха за отдельные дни.

По данным непосредственных измерений мы попытались вывести эмпирическую зависимость для расчета испарения в районе оазиса.

На основании соотношения

$$E = (a + bu)(e_n - e),$$

определив значения параметров a и b , получим

$$E = (0,373 + 0,225u)(e_n - e),$$

где

E — величина испарения в миллиметрах в сутки, u — скорость ветра в метрах в секунду (по флюгеру), e_n — максимальная упругость паров воды по температуре поверхности снега в миллибарах, e — абсолютная влажность воздуха в миллибарах на высоте 2 м.

Сравнение величин испарения, рассчитанных по формуле, с фактически наблюдаемыми значениями представлено на рис. 3. Таяние, как это видно из табл. 2 и рис. 4, составляло незначительную часть расхода снега до наступления периода с положительными температурами. Резкое увеличение интенсивности снеготаяния произошло вследствие получения снегом значительных сумм тепла от приземного слоя воздуха, температура которого к этому периоду стала устойчиво положительной. Представление о расходах тепла в оазисе на испарение и таяние снега дает табл. 3.

Таблица 3

Расходы тепла на испарение и таяние снега в весенне-летний период 1957-58 г. на ст. Оазис (ккал/см²)

Период	Испарение	Таяние
4—19/VI	0,06	0
13—31/X	1,10	0,06
XI	1,90	0,13
XII	3,10	1,96

В заключение следует отметить, что для периода с положительными температурами воздуха данные по испарению могут быть несколько завышены, так как испарение в некоторую часть суток происходило с поверхности талой воды в испарителе, а не снега. Данные испарения для периодов с отрицательными температурами представляются достаточно надежными.

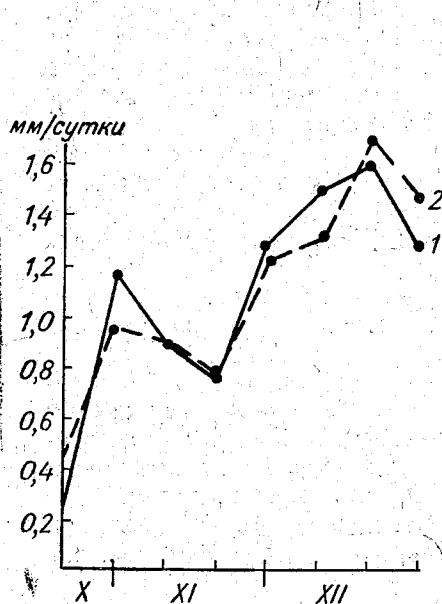


Рис. 3. Сравнение величин испарения, рассчитанных по эмпирической формуле с фактически наблюдаемыми.

1 — результаты измерений, 2 — по формуле.

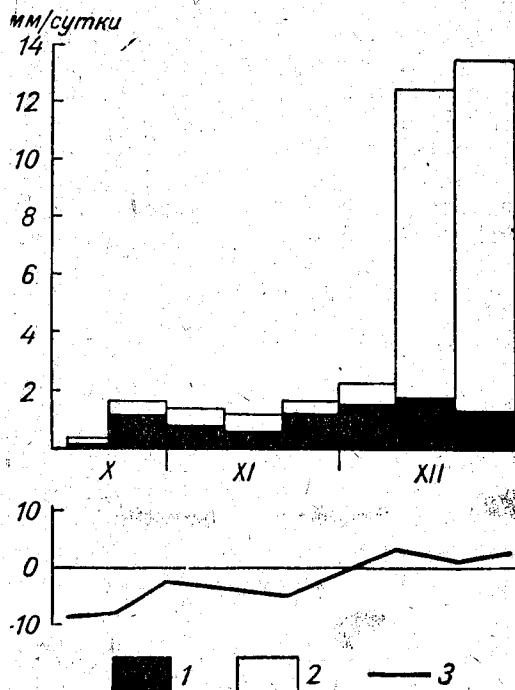


Рис. 4. Ход испарения и таяния снега в оазисе весной 1957-58 г.

1 — испарение, 2 — таяние, 3 — температура воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат. 1948.
2. Конкина Н. Г. О процессах конденсации и испарения с поверхности ледников. Уч. записки ЛГУ, № 124, сер. геогр. наук, вып. 6. 1949.
3. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 41(95). 1953.
4. Красовский А. А. О необходимости учета величин испарения снежного покрова в естественных условиях. Метеорология и гидрология, № 1. 1941.
5. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд. АН СССР. 1945.

И. Д. КОПАНЕВ

ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЗАЦИИ НАБЛЮДЕНИЙ И ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРИБОРОВ В АНТАРКТИДЕ

В статье рассматриваются вопросы организации метеорологических, актинометрических и градиентных наблюдений, а также особенности эксплуатации приборного оборудования в Антарктиде.

Вопросы организации экспедиционных исследований в условиях высоких широт Арктики и Антарктики освещены в литературе далеко не полно. Поэтому тот, кто впервые готовится к экспедиции в указанные районы, испытывает соответствующие трудности.

В настоящей работе рассматриваются вопросы организации метеорологических, актинометрических и градиентных наблюдений, а также особенности эксплуатации приборного оборудования во время работы Второй советской континентальной антарктической экспедиции (1957-58 г.).

На антарктических станциях Советского сектора с целью исследования климатологических процессов по программе Международного геофизического года производились:

1) метеорологические наблюдения над давлением воздуха, ветром, температурой и влажностью воздуха, температурой подстилающей поверхности, солнечным сиянием, осадками, снежным покровом, атмосферными явлениями, облачностью и видимостью;

2) актинометрические наблюдения над прямой, рассеянной, суммарной и отраженной солнечной радиацией и радиационным балансом.

Кроме этого, производились специальные исследования. К ним относятся:

а) градиентные наблюдения над температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра, температурой снежной толщи на различных глубинах, материалы которых необходимы для расчетов составляющих теплового баланса и изучения метеорологического режима приземного слоя атмосферы;

б) снегомерные и метелемерные наблюдения с целью изучения особенностей формирования снежного покрова;

в) наблюдения над теплофизическими характеристиками снега (теплопроводность, температуропроводность, теплоемкость);

г) регистрация порывистости ветра посредством анемографа А-55; д) непрерывная регистрация скорости ветра;

е) параллельные наблюдения по отдельным приборам с целью выяснения режима их работы в антарктических условиях.

1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

1. Давление воздуха

Измерение атмосферного давления обычными ртутными чашечными барометрами с пределами от 810 до 1100 мб возможно лишь на прибрежных станциях. На внутриконтинентальных станциях Пионерская, Комсомольская, Восток вследствие большой высоты над уровнем моря применялись инспекторские барометры с нижним пределом 450 мб.

Во время переходов санно-тракторных поездов в глубь материка давление измерялось барометром-анероидом с пределами 250—800 мм.

Контрольный барометр находился в Мирном.

Непрерывная регистрация изменений давления воздуха производилась с помощью барографов с суточным и недельным оборотами барабанов.

Высоты внутриконтинентальных станций определялись аэрологическим методом, поскольку обычное барометрическое нивелирование в условиях Антарктиды давало заведомо большие ошибки вследствие наличия сильно переохлажденного нижнего слоя воздуха.

Сравнение материалов наблюдений над атмосферным давлением антарктических и арктических станций показывает, что давление в Антарктиде в течение года ниже, чем в Арктике. Например, в районе ст. Мирный средняя годовая величина атмосферного давления в 1957 г. составляла 984 мб, а на арктических станциях Бухта Тихая, Мыс Желания — 1011 мб.

Давление над Антарктидой ниже по сравнению с окружающими ее морями. Летом окружающие Антарктиду моря теплее, и все же атмосферное давление над материком понижено как над областью относительно теплой. Этот вопрос в дальнейшем требует обстоятельного исследования на основе массовых материалов метеорологических и аэрологических наблюдений.

2. Температура и влажность воздуха

Для производства наблюдений над температурой воздуха применялись ртутные термометры, спиртовые термометры с нижним пределом —65°, минимальные спиртовые термометры с пределом —75 и —90°. Для непрерывной регистрации температуры воздуха использовались термографы.

Влажность воздуха измерялась станционным психрометром и волосным гигрометром. На ст. Мирный над влажностью производились параллельные наблюдения по пленочному гигрометру и термопсихрометру М. И. Гольцмана. Для непрерывной регистрации относительной влажности применялись пигрографы с суточным оборотом барабана.

Наблюдения над температурой и влажностью воздуха посредством дистанционной метеорологической станции (ДМС) производились лишь при обслуживании авиации сведениями о текущей погоде в летний период. Температурная шкала ДМС (от 45 до —45°) ограничивает возможность использования ее, особенно на внутриконтинентальных станциях, где зимой температура наблюдается значительно ниже —45°. Для станций Комсомольская и Восток нами были изменены указанные пределы, после чего можно было производить измерения температуры до —80°. Датчик влажности ДМС во время метелей, которые

¹ На ст. Восток в 1958 г. зарегистрирована температура —87,4° — самая низкая, которая когда-либо наблюдалась на земном шаре.

довольно часто наблюдаются в Антарктиде, быстро забивается снегом и дает искаженные показания.

Как показывают материалы параллельных наблюдений, гигрометр с животной пленкой обычно дает завышенные значения относительной влажности по сравнению с волосным гигрометром. При понижении температуры воздуха на пленке появляются жировые пятна. По-видимому, технология изготовления пленки для датчика гигрометра нуждается в дальнейшем усовершенствовании.

Показания стационарного психрометра и термопсихрометра хорошо согласуются между собой при небольших скоростях ветра, когда нет низовой метели. Во время метелей возможность применения термопсихрометра ограничена, так как раструб забивается снегом и прибор выходит из строя.

На внутриконтинентальных станциях, где отмечаются низкие температуры и сравнительно редки метели, применение термопсихрометра конструкции Гольцмана весьма целесообразно.

Во время интенсивных метелей метеорологические будки (особенно будка для самописцев) быстро забиваются снегом. Очистка будок от снега и особенно самих самописцев связана с большими трудностями, так как при этом можно легко повредить датчики влажности и температуры.

При резких понижениях температуры воздуха часовые механизмы самописцев останавливаются. Это наблюдалось довольно часто в холодный период на внутриконтинентальных станциях, поэтому самописцы вместе с часовыми механизмами до эксплуатации их в высоких широтах Антарктиды должны быть выдержаны при более низких температурах.

Обычные чернила, предназначенные для самописцев, при низких температурах замерзают. Чтобы предотвратить замерзание чернил, рекомендуется с момента наступления периода с низкими температурами в чернила добавлять авиационный антифриз (примерное соотношение: две части чернил и одна часть антифриза). Запись на лентах получается при этом вполне пригодной для обработки.

Для непрерывной регистрации температуры и влажности воздуха с целью получения полноценного материала в таких суровых условиях целесообразно применение электронного потенциометра (ЭПП-09).

3. Ветер

Наблюдения над направлением и скоростью ветра на внутриконтинентальных станциях Пионерская, Комсомольская и Восток производились с помощью ДМС. Датчик скорости ветра ДМС рассчитан, как известно, на измерение скорости ветра до 30 м/сек. Указанный предел ограничивает возможность использования ДМС на прибрежных станциях, где наблюдаются значительные скорости ветра. На ст. Мирный направление и скорость ветра определялись по пневмомеханическому анеморумбографу Дайнса. Достоинства его в том, что он имеет шкалу до 60 м/сек., а также обеспечивает непрерывную регистрацию скорости и порывистости ветра.

Работает анеморумбограф безотказно в любую погоду, поэтому получил широкое распространение и на зарубежных антарктических станциях.

При сравнении показаний ручного анемометра, ДМС и анеморумбографа Дайнса выяснилось, что ДМС занижает скорость ветра на 0,7 м/сек., а анеморумбограф завышает в среднем на 2,5 м/сек. по сравнению с показаниями ручного анемометра.

Для регистрации максимальных скоростей и порывистости ветра на станциях Мирный и Оазис использовался анемограф А-55 (конструкции Д. Я. Суражского), рассчитанный для измерения скоростей до 100 м/сек. Анемограф включался при больших скоростях ветра (более 15 м/сек.). Обычно сильный ветер в прибрежных районах сопровождается интенсивным переносом снега, при этом датчик анемографа быстро забивается снегом и дает искаженные показания. Для идеального воздушного потока, без примесей, он более пригоден. В целом установка анемографа А-55 очень громоздкая и нуждается в существенном упрощении.

Во время санно-тракторных переходов в глубь материка скорость ветра определялась посредством анемометра АРН-49, рассчитанного на измерение скоростей до 30 м/сек.

Скорость ветра в прибрежных районах характеризуется большой порывистостью. На ст. Мирный наблюдались случаи, когда скорость ветра в течение трех минут колебалась от 17 до 45 м/сек. В 1957 г. была зарегистрирована максимальная скорость ветра на ст. Мирный около 60 м/сек.

4. Атмосферные осадки

Осадки в Антарктиде выпадают исключительно в твердом виде и поэтому измерение их с помощью осадкомера весьма затруднительно. При сильных метелях измерение осадков практически невозможно, так как при этом зачастую нельзя отличить осадки, выпадающие из облаков, от снега, поднятого ветром с поверхности. При этом осадкомер наполняется снегом в очень короткое время, тогда как на поверхности вблизи него изменений в высоте снежного покрова не наблюдается. Очень часто при ясном небе ветер поднимает целые облака снега с поверхности и наносит его в осадкомер. Суммарный осадкомер имеет те же существенные недостатки, что и обычный осадкомер. Возможности применения суммарного осадкомера в прибрежных районах весьма ограничены из-за больших скоростей ветра и частых метелей. Вполне достаточно одного случая интенсивной метели, чтобы заполнить приемную поверхность суммарного осадкомера.

Измерение количества осадков с помощью осадкомеров не дает надежных величин в условиях Антарктиды. Некоторым вспомогательным методом для учета осадков может служить измерение высоты и плотности снежного покрова, а также вертикальные разрезы снежной толщи, сделанные посредством специальных бурильных машин до глубины нескольких метров.

5. Снежный покров

Обычные снегомерные съемки, которые проводятся в наших условиях, в Антарктиде не применимы. Измерения высот снежного покрова производились по постоянным рейкам, вернее, бамбуковым вехам (с делениями) высотой около 5 м и диаметром 5 см. В момент установке реек отмечалось начальное положение поверхности снежного покрова (нуль), а после этого производились систематические отсчеты через определенные промежутки времени. Для удобства отсчеты по рейкам производились не снизу вверх, как это делается обычно в наших условиях, а сверху вниз.

Плотность снежного покрова измерялась с помощью походного плотномера на участках, где производились снегомерные наблюдения.

Наблюдения над переносом снега во время метелей производились систематически посредством наземных метелемеров (типа ВО). Про-

должительность работы метелемеров определялась в зависимости от интенсивности метели (от 10 до 20 мин.). Измерение количества снега, попавшего в метелемер, производилось путем взвешивания метелемера со снегом, а затем без него.

Во время санно-тракторного перехода по маршруту Мирный — Пионерская — Комсомольская через каждые 25 км производились вертикальные разрезы снежной толщи посредством специальных буровых машин.

6. Облачность

Наблюдения над характеристиками облачности производились визуально. Применение потолочного прожектора для определения нижней границы облаков в условиях Антарктиды, особенно в прибрежных районах, весьма затруднительно вследствие частых метелей. Во время интенсивной метели, когда трудно определить высоту нижней границы визуально, луч прожектора почти невозможно обнаружить.

II. АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Для наблюдений над составляющими радиационного баланса использовались стандартные актинометрические приборы, отградуированные при низких температурах с учетом температурных поправок и поправок на большие скорости ветра.

К ним относятся актинометры термоэлектрические, пиранометры, альбедометры, балансомеры термоэлектрические, а также гальванометры (ГСА-1).

Актинометрические стойки с приборами размещались на метеорологических площадках, а гальванометры — в служебном помещении. Следует отметить, что актинометрические стойки, изготовленные мастерскими ГГО, оказались очень удобными для наблюдений в условиях Антарктиды.

На ст. Мирный, кроме срочных актинометрических наблюдений, производилась непрерывная регистрация составляющих радиационного баланса посредством электронного потенциометра (ЭПП-09). На остальных станциях непрерывная регистрация не производилась из-за недостатка электрического питания для потенциометров.

Несмотря на суровые условия (низкие температуры, большие скорости ветра, частая пурга, особенно в прибрежных районах), актинометрические приборы работали безотказно. Например, на ст. Мирный характеристики балансомера за время работы экспедиции почти остались неизменными, хотя приемная поверхность его была все время открытой и тем самым подвержена механическому воздействию ветра, переносимого снега.

III. ГРАДИЕНТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Для исследования составляющих теплового баланса производились наблюдения над следующими характеристиками:

- 1) распределением температуры воздуха на высотах 0,25, 0,5, 1,0, 2,0, 5,0 и 10,0 м;
- 2) распределением скорости ветра по контактными электрическим анемометрам на высотах 0,25, 0,5, 1,0, 2,0, 5,0 и 10,0 м;
- 3) распределением температуры и влажности воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м с помощью аспирационных психрометров;
- 4) температурой поверхности снега посредством спиртовых термометров и термометров сопротивления;

5) распределением температуры в снежной толще на глубинах 0,2, 0,4, 0,6, 0,8, 1,8, 2,8, 3,6, 4,5 м посредством термометров сопротивления, а на станциях Восток-1, Комсомольская и Восток применялись термисторы.

Следует заметить, что аспирационные психрометры, термометры и контактные анемометры не всегда пригодны для работы в условиях Антарктиды.

Определение термических характеристик (теплопроводности, температуропроводности и теплоемкости) снега производилось лишь на ст. Мирный посредством специального термозонда. При этом была использована методика, предложенная Д. Л. Лайхтманом, основанная на измерении некоторых параметров неустановившегося температурного поля от линейного источника тепла. При измерениях нагреватель в виде нити греется электрическим током в течение двух минут. Теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость среды между нагревателем и снегом определяется по запаздыванию фазы от двухминутного импульса и по максимальному нагреву, который достигается на зафиксированном расстоянии от нагревателя.

Заканчивая краткую информацию об особенностях организации наблюдений и эксплуатации приборного оборудования, можно отметить, что для исследования полярных широт, в частности Антарктиды, необходимо усовершенствование существующих и конструирование новых приборов, особенно дистанционных, с учетом специфики метеорологических условий.

О СУТОЧНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕТРА НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

В статье рассматриваются суточные изменения направления и скорости ветра на побережье Восточной Антарктиды и выдвигается предположение о развитии в соответствующих синоптических условиях местной циркуляции воздуха, напоминающей бризы.

В работе Г. Лэмба [3] имеется указание на то, что в районе побережья Восточной Антарктиды, около 65° ю. ш. и 112° в. д., наблюдался «легкий северо-восточный бриз — очень необычное явление в этих долготах, который начал дуть по направлению к берегу». Но фактических данных об этом явлении Лэмб не приводит.

Синоптические телеграммы французской антарктической станции Дюмон-Дюрвиль, регулярно поступающие на борт дизель-электрохода «Обь» с 12 января по 12 февраля 1958 г. во время плавания его в антарктических водах в связи с выполнением плана научно-исследовательских работ Третьей морской антарктической экспедиции АН СССР в 1957-58 г., послужили материалом для данного сообщения о суточной изменчивости ветра в районе мыса Геологии (Земля Адели).

База французской антарктической экспедиции Дюмон-Дюрвиль ($66^{\circ}40'$ ю. ш. $140^{\circ}01'$ в. д., высота над уровнем моря 40 м) находится на самом крупном острове из группы островов Петрелей, расположенных примерно в 2 км от южного края глетчера Астролябия [2]. Отдельные острова этой группы лежат приблизительно в 200—300 м от края указанного глетчера. Побережье материка в районе мыса Геология довольно открытое; оно плавно повышается к югу (около 100 м на 1 км). На меридиане базы Дюмон-Дюрвиль и в 20 км от нее к югу высота материка достигает примерно 600 м. Глетчер Астролябия ориентирован на северо-восток, распространяясь в море Дюрвиля на 8—10 км. Ширина глетчера 6—7 км. Он заканчивается большими трещинами, которые разделяют массивы льдов, образующих айсберги. Высота глетчера Астролябия повышается к югу: приблизительно на $66^{\circ}45,5'$ ю. ш. и $140^{\circ}01'$ в. д. она достигает 100 м на расстоянии от станции около 10 км.

На возможность суточной изменчивости воздушных потоков показывает повторяемость направлений ветра в районе базы Дюмон-Дюрвиль (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что повторяемость направлений ветра группируется в две противоположные, неравноценные группы. Одна из

Таблица 1

Повторяемость (%) направлений ветра в районе станции Дюмон-Дюрвиль

С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
—	—	—	—	3	17	34	39	4	—	—	—	—	2	1	—

них в пределах четверти горизонта В—Ю составляет 97%, в том числе 90% приходится на ветер юго-восточной составляющей (ВЮВ—ЮЮВ). По-видимому, совместное влияние стока холодного воздуха по периферии одного из гребней материкового антициклона, расположенного, по данным О. Г. Кричака [1], на долготе 135° В, является процессом довольно устойчивым и, кроме того, поддерживается проходящими циклонами над прибрежными участками антарктических морей. Если к этому еще прибавляется некоторое влияние местных условий, то становится очевидной колоссальная устойчивость сточных ветров, не только не уступающая, а, вероятно, и превосходящая устойчивость пассатов в тропических широтах Южного полушария.

Другая группа ветров западной составляющей (ЗСЗ и СЗ) отмечается редко (3%) и наблюдается в областях повышенного давления, замыкающих циклонические серии.

Средние скорости в зависимости от направлений ветра (табл. 2) характеризуются тем, что преобладающие воздушные потоки являются наиболее сильными. Исключение из этого правила составляет соотношение между величиной повторяемости южного ветра (4%) и средней скоростью (14,1 м/сек.).

Таблица 2

Распределение скорости в зависимости от направлений ветра (м/сек.) в районе станции Дюмон-Дюрвиль

В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЗСЗ	СЗ
9,3	9,5	10,3	14,3	14,1	4,0	2,0

Возможно, что ветер чисто южного направления представляет собой сток холодного воздуха с поверхности глетчера Астролябия и характеризуется резко выраженной порывистостью.

В табл. 2 также обращают на себя внимание небольшие скорости ветров западной составляющей, позволяющие предполагать о циркуляции воздуха, не связанной с циклонической деятельностью. Это предположение подтверждается особенностью суточных изменений направлений и скоростей ветра в районе базы Дюмон-Дюрвиль, которые показаны на рис. 1. На рис. 1а приводится суточный ход повторяемости направлений ветра, кривая которого построена следующим образом. Если в тот или иной суточный срок наблюдений отмечались ветры только одной четверти горизонта (В—Ю), то все они приравнивались к 100%. В те сроки суточных наблюдений, когда фиксировались ветры других направлений, последние переводились в проценты общего числа всех направлений ветра и затем вычитались из 100%, к которым

приравнивались ветры указанной четверти горизонта. На рис. 1 б показано суточное изменение скорости ветра.

На рис. 1 а видно, что в районе станции Дюмон-Дюрвиль наблюдалось суточное изменение ветра, так как именно в дневные часы иногда отмечались ветры северо-западной составляющей, направленные со стороны моря к побережью материка. Они отмечались во время соответствующего уменьшения повторяемости сточных ветров днем.

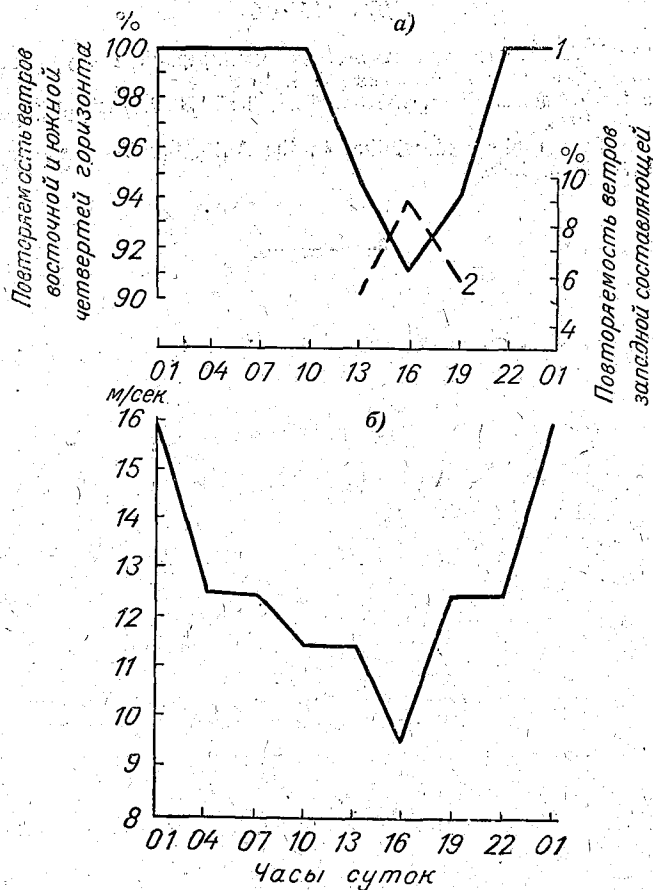


Рис. 1. Суточный ход направления (а) и скорости (б) ветра в районе побережья Земли Адели.

1 — повторяемость ветров восточной и южной четвертей горизонта, 2 — повторяемость ветров западной четверти горизонта (отсчет по правой шкале).

Этому благоприятствует суточный ход скорости ветра (рис. 1 б) с максимумом в ночные часы (16 м/сек.) и минимумом к вечеру (9,5 м/сек.).

Увеличение скорости ветра в ночные часы происходит в результате более интенсивного выхолаживания нижних слоев воздуха и усиления стока его с глетчера Астролябия в прибрежные районы антарктических морей. В послеполуденные часы скорость ветра ослабевает, так как, по-видимому, имеет место нагревание обнаженных от снега и льда отдельных участков местности, и интенсивность стока воздуха замедляется.

Принимая во внимание, что широта французской станции Дюмон-Дюрвиль более низкая, чем таких советских арктических станций, как

Мыс Шмидта ($68^{\circ}50'$ с. ш.), Бухта Тихая ($71^{\circ}35'$ с. ш.) и Остров Диксона ($73^{\circ}30'$ с. ш.), где создаются условия для развития бризовой циркуляции, можно предположить, что и в районах береговой полосы антарктического материка и прибрежных островов при соответствующем режиме погоды становится возможным появление слабой циркуляции воздуха, напоминающей бризы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кричак О. Г. Некоторые характеристики атмосферной циркуляции над Антарктидой. Метеорология и гидрология, № 4. 1958.
 2. «Carte de la terre Adelie» Feuille № 3 Echelle 1 : 100 000. Institut géographique National Paris. 1955.
 3. Lamb H. H. Topography and weather in the Antarctic. The geographical Journal, vol. CXI, № 1—3. 1948.
-

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В статье рассматриваются основные характеристики радиационного режима Европейской территории СССР по данным актинометрических станций с использованием наблюдений во время МГГ.

Приводятся средние месячные значения интенсивности и месячные суммы составляющих радиационного баланса, их изменение во времени (суточный и годовой ход) и по территории.

Изучение теплового баланса земли и, в частности, его составляющей — радиационного баланса — является одной из первоочередных задач Гидрометслужбы. За последнее десятилетие опубликован ряд работ, посвященных географическому распределению радиации по земному шару, отдельным его частям, а также описанию радиационного режима отдельных территорий, областей и районов [1, 2, 3, 4, 5]. В большинстве из них применяются расчетные методы определения составляющих радиационного баланса. Фактический материал наблюдений используется в этих работах только для определения коэффициентов в тех или иных формулах или для оценки погрешности получаемых расчетным путем величин. Применение расчетных методов обусловлено недостаточным количеством систематизированных наблюдений над радиацией.

В настоящее время в СССР накопился сравнительно большой материал актинометрических наблюдений, проводимых по единой программе и однотипным приборам.

В данной статье сделана попытка дать основные характеристики радиационного режима Европейской территории СССР (ЕТС) по наблюдениям актинометрической сети станций. В основу работы положен материал наблюдений 36 станций ЕТС, расположенных преимущественно на равнине и небольших увалах (высоты станций от 0 до 400 м). Горные районы Кавказа не рассматривались, так как мы не располагаем достаточным количеством материала для выявления закономерностей распределения радиации в столь сложных условиях рельефа. Список станций приведен в приложении I.

Выбранные станции имеют в основном период наблюдений 5—7 лет (1952—1958 гг.) и большинство из них располагает данными измерений радиационного баланса.

В качестве основных характеристик радиационного режима взяты средние значения интенсивности суммарной радиации, радиационного баланса, альбедо, месячные и годовые суммы суммарной радиации и радиационного баланса. Средние характеристики получены путем непосредственного подсчета за имеющийся период наблюдений. Приве-

дения к однородному ряду не было сделано, так как в настоящее время на ЕТС подавляющее большинство станций не имеет длинных рядов наблюдений.

При рассмотрении радиационного режима ЕТС использовался материал срочных наблюдений, так как регистрация суммарной радиации в течение выбранного периода производилась на ограниченном числе станций.

Методика определения средних месячных значений изложена в действующем на сети Руководстве [6]. Месячные суммы вычислялись по средней месячной интенсивности за отдельные сроки способом подсчета площадей трапеций [7, 8]. При подсчете сумм радиационного баланса время перехода его через нуль в суточном ходе было уточнено по сравнению со временем, указанным в работе [8], т. е. в период со снежным покровом, переход радиационного баланса через нуль повсеместно принимался за 1 час. 30 мин. после восхода солнца и за 1 час. 30 мин. до захода (если он не был отрицательным в течение суток). Для периода без снежного покрова время перехода баланса через нуль принималось, как и в работе [8], спустя 1 час после восхода солнца и за 1 час. 10 мин. до захода солнца. Оценку правильности выбранных моментов времени перехода радиационного баланса через нуль можно получить из следующего сопоставления. Из 1000 случаев расчета месячного баланса только в 15 случаях момент перехода баланса через нуль не согласовывался с его суточным ходом. Причем разница во времени составляла 5—15 мин. при величине баланса, не превышающей 0,02—0,03 кал/см²мин.

Для оценки величины погрешности сумм суммарной радиации, рассчитанных по срочным наблюдениям, произведено сравнение с суммами, полученными по самописцам. Как и следовало ожидать, разности имеют преимущественно отрицательный знак, т. е. суммы, подсчитанные по срочным наблюдениям, меньше сумм, полученных при регистрации. Относительная величина погрешности имеет годовой ход: наибольшая в зимние месяцы (7—14%), наименьшая летом (2—4%), но, учитывая небольшие ряды параллельных наблюдений (регистрация и срочные наблюдения), мы воздержались от введения поправки к вычисленным суммам по срочным наблюдениям. Накопление материала наблюдений по актинометрическим самописцам позволит в дальнейшем определить указанные поправки. Для радиационного баланса подобной оценки нельзя сделать по причине отсутствия регулярной регистрации этого элемента.

Переходя к характеристике радиационного режима, начнем рассмотрение его с распределения суммарной радиации в условиях ясного неба.

Интенсивность суммарной радиации при ясном небе (Q_0) определяется прежде всего астрономическими факторами: широтой места (следовательно, высотой солнца), а также прозрачностью атмосферы. Для поверхностей с очень большой отражательной способностью величина суммарной радиации зависит и от альбедо (поверхность снега, гладкого льда). При средних условиях прозрачности атмосферы суммарная радиация Q_0 в основном возрастает с севера на юг (приложение II). Полуденные значения Q_0 составляют зимой на севере 0,10—0,20 кал/см²мин., на юге — 0,60—0,70 кал/см²мин.; в летние месяцы радиация изменяется соответственно от 1,00 до 1,40 кал/см²мин. Определяющая роль высоты солнца сказывается также и на годовом и суточном ходе радиации. Максимальных значений Q_0 достигает в июне. В отдельные годы может быть сдвиг максимума на май или июль в зависимости от прозрачности атмосферы.

Средняя месячная интенсивность суммарной радиации (Q), получаемая с учетом всех дней в месяце (как ясных, так и облачных), т. е. радиация при действительных условиях облачности, всегда меньше Q_0 . Общий характер распределения суммарной радиации Q по ЕТС сохраняется и в этом случае, т. е. радиация увеличивается с севера на юг (рис. 1). Так, средние месячные значения Q в полдень зимой составляют на севере 0,05—0,15 кал/см²мин., на юге — 0,30—0,50 кал/см²мин. Летом полуденные значения Q возрастают от 0,60—0,70 кал/см²мин. (на севере) до 1,10—1,30 кал/см²мин. (на юге). Таким образом, интен-

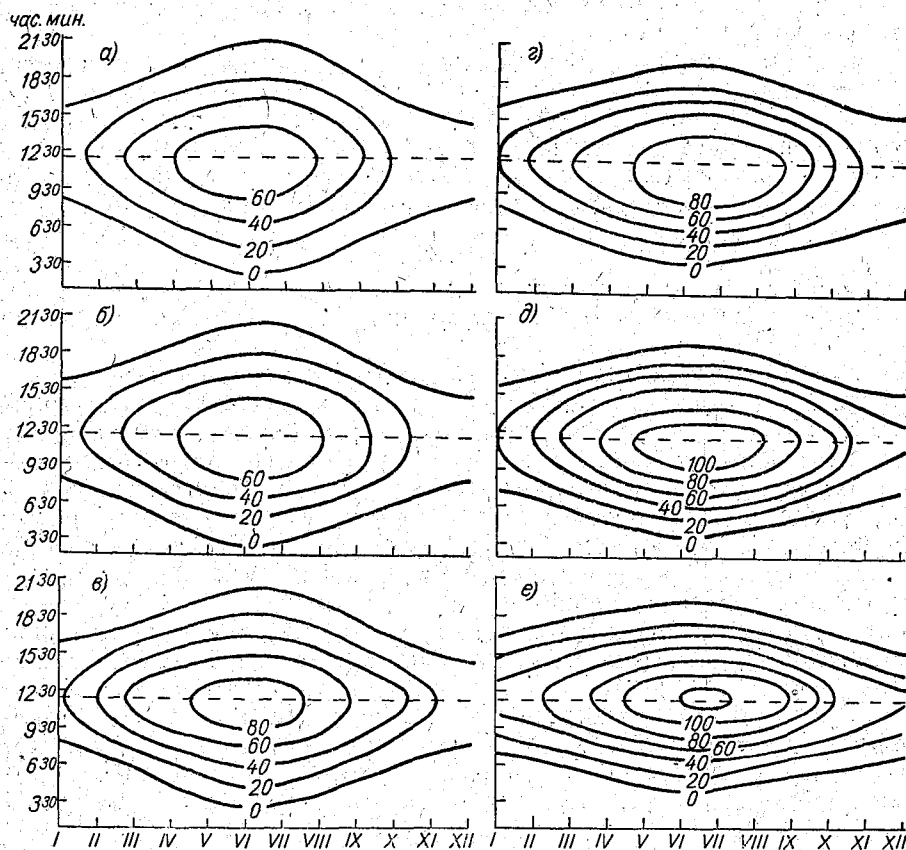


Рис. 1. Изоплеты интенсивности суммарной радиации (кал/см²мин. $\times 10^{-2}$).
а — Воейково, б — Рига, в — Высокая Дубрава, г — Деркул, д — Одесса, е — Тбилиси.

сивность суммарной радиации увеличивается при продвижении с севера на юг в 3—4 раза зимой и вдвое летом.

Однако вследствие влияния облачности на западе ЕТС радиация несколько меньше, чем на востоке. Это отчетливо видно из представленных на рис. 1 изоплет для станций Рига и Высокая Дубрава, находящихся примерно на одной широте.

В годовом ходе Q максимум обычно наблюдается в июне или июле, но в некоторые годы, в отличие от годового хода Q_0 , максимум смещается на май, апрель, а иногда на август. Смещение в годовом ходе максимума на раннюю весну или осень объясняется условиями облачности. Так, например, в 1956 г. в Одессе максимум интенсивности радиации отмечался в августе, что было обусловлено характером облач-

ности в летние месяцы. В июне и июле 1956 г. в этом районе наблюдалась большая облачность, а в августе стояла преимущественно ясная погода; в июне средняя облачность составляла 7,6 балла, в июле — 5,2 балла, а в августе — 2,6 балла. Соответственно интенсивность радиации в срок 12 час. 30 мин. составляла 0,90, 0,96, 1,06.

Минимум интенсивности суммарной радиации отмечается в декабре и январе. Кривая годового хода асимметрична по отношению к высоте солнца (рис. 1). При одних и тех же значениях высоты солнца весной радиация больше, чем осенью, что связано с годовым ходом коэффициента прозрачности. Годовая амплитуда Q увеличивается с севера на юг от 0,70 до 0,90 кал/см²мин.

В суточном ходе по срочным наблюдениям максимум наблюдается обычно в срок 12 час. 30 мин., но в теплый период в отдельные годы может быть смещение его на срок 9 час. 30 мин. в связи с развитием конвективной облачности после полудня. В суточном ходе тоже отмечается асимметрия относительно полудня (на рис. 1 полдень показан пунктиром). Во вторую половину дня суммарная радиация меньше, чем в первую (при равных высотах солнца) из-за увеличения замутненности атмосферы.

Суммарная радиация в отдельные годы может значительно отличаться от средней: 0,10—0,20 кал/см²мин. при величине радиаций 1 кал/см²мин.

Месячные суммы суммарной радиации при ясном небе (возможные суммы) были вычислены на основании данных измерений в ясные сроки (табл. 1). В распределении месячных сумм суммарной радиации, кроме высоты солнца, приобретает значение второй фактор — продолжительность дня. Поэтому в летние месяцы, когда продолжительность дня на севере больше, чем на юге, возможные суммы мало изменяются по территории. Так, в мае, июне и июле они изменяются всего на 1—3 ккал/см²месяц. В период с августа по апрель возможная суммарная радиация плавно увеличивается с севера на юг.

Минимальные величины в годовом ходе приходятся на декабрь; в этом месяце радиация изменяется от 0 на севере до 7 ккал/см²месяц на юге.

Годовые суммы увеличиваются с севера на юг от 120 до 170 ккал/см²год. В средней полосе ЕТС (Каунас, Москва, Куйбышев, Нюлинск) годовые суммы составляют 140 ккал/см²год. Отклонение вычисленных сумм от среднеширотных значений [9] для большинства рассматриваемых станций составляет 3—5%.

Облачность в сильной степени изменяет величины месячных сумм радиации и их распределение по территории (табл. 2). Месячные суммы в зимний период уменьшаются в три раза на севере и вдвое на юге. В летние месяцы отношение действительных сумм к возможным составляет 55—65% на севере и 75—80% на юге. Таким образом, действительные суммы убывают с широтой быстрее, чем возможные. В распределении месячных сумм имеется заметное различие западных и восточных районов, особенно в летние месяцы, что уже было отмечено при рассмотрении интенсивности. Это различие отчетливо прослеживается и в годовых суммах. На рис. 2 представлено распределение по территории ЕТС годовых сумм суммарной радиации. При построении карты использовались данные не только упомянутых 36 станций, но и наблюдения других актинометрических пунктов, находящихся на ЕТС. Изолинии годовых сумм суммарной радиации на ЕТС имеют направление с юго-запада на северо-восток. Радиация изменяется от 70—75 ккал/см²год на северо-западе ЕТС до 120—125 ккал/см²год на Северном Кавказе и Прикаспийской низменности. В прибрежных районах наблю-

Таблица 1

Суммарная радиация при ясном небе (возможные суммы) (ккал/см² месяц)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Хибинь				13,1	18,7	22,3	20,3	16,6					
Елецкая				15,3	18,1	24,8	22,6	14,5		4,7			
Усть-Цильма			8,5	13,2	18,9	21,6	21,6	14,6		4,3			
Архангельск		2,8	7,7	14,1	18,2	22,7	19,8	15,4		4,2	0,9		
Усть-Вымь		3,3	9,4	16,2	19,4	20,9	20,9	16,5		3,7	1,3		
Приозерск	1,2	3,7	10,0	13,6	19,1	20,8	20,1	15,6	10,3	5,0	1,4	0,7	121,5
Ленинград	1,2	3,5	8,8	12,9	18,2	19,7	19,6	14,8	10,3	4,9	1,6	0,5	116,0
Воейково	1,2	3,9	9,2	13,7	19,1	20,6	20,0	15,9	11,3	5,6	1,9	1,0	123,4
Волосово	1,8	4,0	9,5	13,3	18,8	20,3	19,2	14,8	11,2	4,5	1,8	1,0	120,2
Рожновский мыс	2,4	4,5	11,1	14,7	19,1	20,6	19,3	15,8	11,5	5,9	2,1	1,2	128,2
Нолинск	2,2	5,0	11,5	16,3	20,3	21,8	20,7	16,7	12,2	6,6	2,4	1,4	137,1
Рига	2,4	4,8	10,6	14,5	19,7	21,6	21,4	16,8	11,8	5,7	3,1	1,6	134,0
Высокая Дубрава	2,1	4,6	10,3	14,1	19,8	21,1	19,8	16,5	11,0	5,9	2,9	1,9	130,0
Собакино	2,2	5,2	10,5	15,0	20,5	21,2	22,0	17,0	11,4	7,9	3,3	1,9	138,1
Каунас	3,1	5,1	11,4	15,2	19,9	21,3	21,2	17,3	10,7	7,1	3,3	1,9	137,6
Смоленск	2,7	5,3	11,1	14,8	20,8	20,8	20,9	16,3	11,2	8,1	3,2	2,3	137,5
Минск	3,2	5,1	11,5	14,8	19,9	20,0	20,7	16,1	11,6	7,5	3,6	2,7	136,7
Куйбышев	3,2	6,0	12,0	16,0	20,8	20,7	20,4	16,6	12,6	7,7	4,0	2,6	142,6
Елшанка	3,6	6,4	12,6	16,3	20,0	21,3	20,9	17,7	12,7	8,0	4,1	2,5	146,2
Ростоши	3,5	6,2	12,2	14,8	19,4	21,0	20,6	16,2	12,8	6,8	4,2	2,5	140,1
Ушаково	4,1	5,5	12,4	15,8	20,5	21,0	20,2	16,2	12,6	8,1	4,3	2,4	143,1
Ершов	3,6	6,5	12,3	15,5	20,2	21,6	19,9	16,7	13,2	8,3	4,3	2,5	144,6
Ковель	3,9	5,4	13,3	16,4	20,6	21,5	20,6	17,5	12,6	8,1	4,5	2,7	147,1
Киев	4,2	7,0	13,5	15,7	19,9	20,3	20,8	17,3	12,8	8,7	4,9	3,3	148,4
Деркул	4,4	6,7	12,4	15,6	19,7	21,1	20,2	16,8	13,3	9,2	5,3	3,5	148,2
Волжский	4,4	6,8	13,2	16,5	20,2	21,7	20,8	17,1	13,6	9,3	5,6	3,6	152,8
Берегово	4,9	7,6	12,8	15,9	20,2	21,2	20,7	18,0	13,1	9,3	5,1	3,7	152,5
Гигант	5,3	8,0	14,1	16,8	20,8	21,5	21,1	18,2	14,6	10,9	6,7	4,5	162,5
Аскания-Нова	5,3	7,6	13,6	16,5	19,9	20,2	20,0	16,8	13,2	9,6	5,9	4,5	153,1
Одесса	5,7	7,7	13,8	17,2	20,5	21,2	21,1	17,8	15,6	10,3	6,4	4,5	161,7
Астрахань	5,2	7,9	12,6	16,4	18,7	21,1	21,5	18,0	13,8	9,9	5,9	4,6	155,6
Сочи	5,6	7,1	13,8	16,0	18,9	18,9	20,2	17,7	15,0	10,4	6,1	4,8	154,5
Махачкала	6,4	7,7	13,6	18,1	21,0	20,8	20,0	17,6	14,4	10,5	6,6	5,0	161,7
Тбилиси	6,7	9,2	15,1	18,0	20,1	21,0	21,3	18,6	15,0	11,7	7,9	6,2	170,8

дается понижение радиации примерно на 10 ккал (Сочи, Махачкала, Астрахань, Рига). На станциях, расположенных в крупных промышленных городах, вследствие запыленности атмосферы суммарная радиация уменьшается по сравнению с окружающим районом. Так, в Ленинграде суммарная радиация за год на 11% ниже, чем на станции Воейково, расположенной в пригороде Ленинграда.

Наибольшие суммы радиации на севере и в умеренных широтах ЕТС наблюдаются обычно в июне (14—18 ккал/см²), на юге территории максимум часто смещается на июль. В отдельные годы максимальные значения радиации и на севере ЕТС, и в центральных районах отмечаются в июле, а иногда максимум смещается на май, а на юге территории — на июнь. Нарушение годового хода суммарной радиации в отдельные годы обусловлено особенностями атмосферной циркуляции, а именно характером облачности. Так, например, в мае 1956 г. в некоторых районах на севере и на северо-западе ЕТС наблюдалась преимущественно сухая ясная погода, а в июне и особенно в июле облачность была больше нормы. В 1957 г., наоборот, в мае повторяемость пасмурного состояния неба была сравнительно велика. В связи с этим макси-

Таблица 2

Суммарная радиация (ккал/см² месяц)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Хибины	0,1	0,9	4,7	10,0	11,2	12,9	13,0	7,7	3,4	1,2	0,2	0,0	65,3
Елецкая	0,1	1,2	5,6	11,4	13,2	12,5	14,3	8,9	3,0	1,5	0,3	0,0	72,0
Усть-Цильма	0,2	1,2	4,7	9,9	11,0	13,0	13,7	8,6	3,9	1,8	0,3	0,1	68,4
Архангельск	0,3	1,5	5,4	9,6	12,5	14,3	13,7	9,1	4,3	1,5	0,5	0,1	72,8
Усть-Вымь	0,5	1,9	6,4	10,6	12,3	15,0	14,3	10,2	4,9	1,6	0,6	0,2	78,5
Приозерск	0,4	2,1	6,0	8,5	12,2	14,2	13,5	10,0	5,3	2,1	0,6	0,2	75,1
Ленинград	0,4	1,5	4,8	7,7	11,5	12,8	12,0	8,3	5,4	2,0	0,6	0,2	67,2
Воейково	0,6	2,0	6,2	8,8	12,2	14,3	13,4	9,2	5,7	2,0	0,8	0,3	75,5
Волосово	0,7	2,1	6,4	8,4	11,1	13,1	12,4	9,0	5,3	1,8	0,7	0,3	71,3
Рожновский мыс	1,2	2,8	8,1	10,3	13,4	15,2	15,0	11,0	6,1	2,7	1,2	0,7	87,7
Нолинск	1,2	3,1	8,3	11,9	15,9	16,4	14,7	11,9	7,0	3,1	1,6	0,8	95,9
Рига	0,8	2,2	6,1	8,6	13,0	14,3	13,7	10,0	6,5	2,9	1,0	0,8	79,9
Высокая Дубрава	1,6	3,5	8,4	11,3	14,0	16,2	14,7	11,4	6,8	3,4	1,7	1,0	94,0
Собакино	1,5	3,1	7,4	8,8	13,0	15,9	15,3	11,6	6,8	3,0	1,6	1,0	89,0
Каунас	1,3	3,4	7,1	7,8	12,6	13,8	12,7	9,8	6,7	3,4	1,3	0,8	80,7
Смоленск	1,4	2,8	7,7	7,4	11,2	13,2	13,0	8,9	6,5	3,2	1,7	0,9	77,9
Минск	1,5	2,9	7,3	9,1	13,9	15,1	13,8	10,8	7,1	3,6	1,6	0,9	87,6
Куйбышев	2,1	3,9	8,6	12,1	15,5	17,6	15,8	13,2	7,7	4,4	2,3	1,4	104,6
Елшанка	2,3	5,0	9,2	12,2	15,1	17,4	15,8	13,3	9,6	4,6	2,5	1,7	108,7
Ростоши	2,5	4,0	8,8	10,7	13,7	16,5	15,5	13,1	8,7	4,2	2,3	1,5	101,5
Ушаково	2,0	3,4	8,0	8,7	13,0	14,1	13,7	11,5	7,7	4,6	2,4	1,2	90,3
Ершов	2,5	4,6	9,4	11,0	15,2	17,6	16,8	13,6	8,9	4,7	2,9	1,9	109,1
Ковель	1,8	3,9	8,3	9,4	13,4	14,4	13,8	11,8	8,4	4,6	1,9	1,3	93,0
Киев	2,3	3,9	7,1	9,2	13,6	15,6	15,8	13,0	8,9	5,2	2,2	1,6	98,4
Калмыково	3,2	5,3	9,9	12,7	16,8	17,8	16,6	15,1	11,2	6,9	3,6	2,1	121,2
Деркул	2,4	4,2	8,5	11,0	14,1	17,0	16,0	14,3	10,0	4,8	2,9	1,6	106,8
Волжский	2,6	4,1	8,2	12,1	15,9	17,4	17,3	15,4	11,3	6,2	3,3	1,9	115,7
Берегово	2,8	3,9	8,2	10,4	13,5	13,9	14,5	13,5	9,9	6,2	2,7	1,6	101,1
Гигант	2,7	4,8	8,9	11,2	16,2	16,7	17,0	15,1	12,0	6,9	3,6	2,1	117,2
Аскания-Нова	2,7	4,4	8,4	11,0	14,4	15,3	16,6	14,6	10,9	7,1	2,8	2,0	110,2
Одесса	2,8	4,7	8,8	11,8	16,3	17,4	18,4	15,4	11,7	7,0	2,8	2,3	119,4
Астрахань	2,5	4,8	7,2	10,8	14,4	16,0	15,7	14,2	11,5	6,8	3,2	1,9	109,0
Карадаг	2,5	3,9	8,2	10,9	15,1	16,6	17,6	16,0	11,9	7,4	3,2	2,4	115,7
Сочи	3,3	4,6	6,1	10,4	14,5	16,1	16,6	14,8	10,6	7,1	3,9	2,7	110,7
Махачкала	2,8	3,5	7,2	11,4	16,2	15,8	15,9	14,3	8,7	7,5	3,5	2,4	109,2
Тбилиси	4,5	6,3	9,0	12,2	16,5	17,4	18,0	16,5	11,6	8,5	4,9	3,7	129,1

мум суммарной радиации в этих районах в 1956 г. наблюдался не в июне или в июле, как обычно, а в мае (станции Рига, Каунас, Приозерск, Елецкая).

Наименьшие в году значения радиации повсеместно отмечаются в декабре (0 ккал/см² на севере, 1,5—3,0 ккал/см² на юге).

Приходящая к земной поверхности суммарная радиация Q частично отражается от поверхности. Доля отраженной радиации зависит как от свойств деятельной поверхности, так и от направления, угла падения и спектрального состава приходящей радиации Q . Отражательную способность поверхности выражают через альбедо поверхности. Используемые нами величины альбедо, осредненные в суточном ходе и за месяц, определяются в основном свойствами поверхности, над которой производится измерение отраженной радиации. На актинометрических

станциях измерение отраженной радиации с 1954 г. производится над естественной поверхностью, т. е. над травяным покровом летом и над снежным покровом зимой (на большинстве станций ЕТС). До 1954 г. актинометрические наблюдения производились над оголенным участком

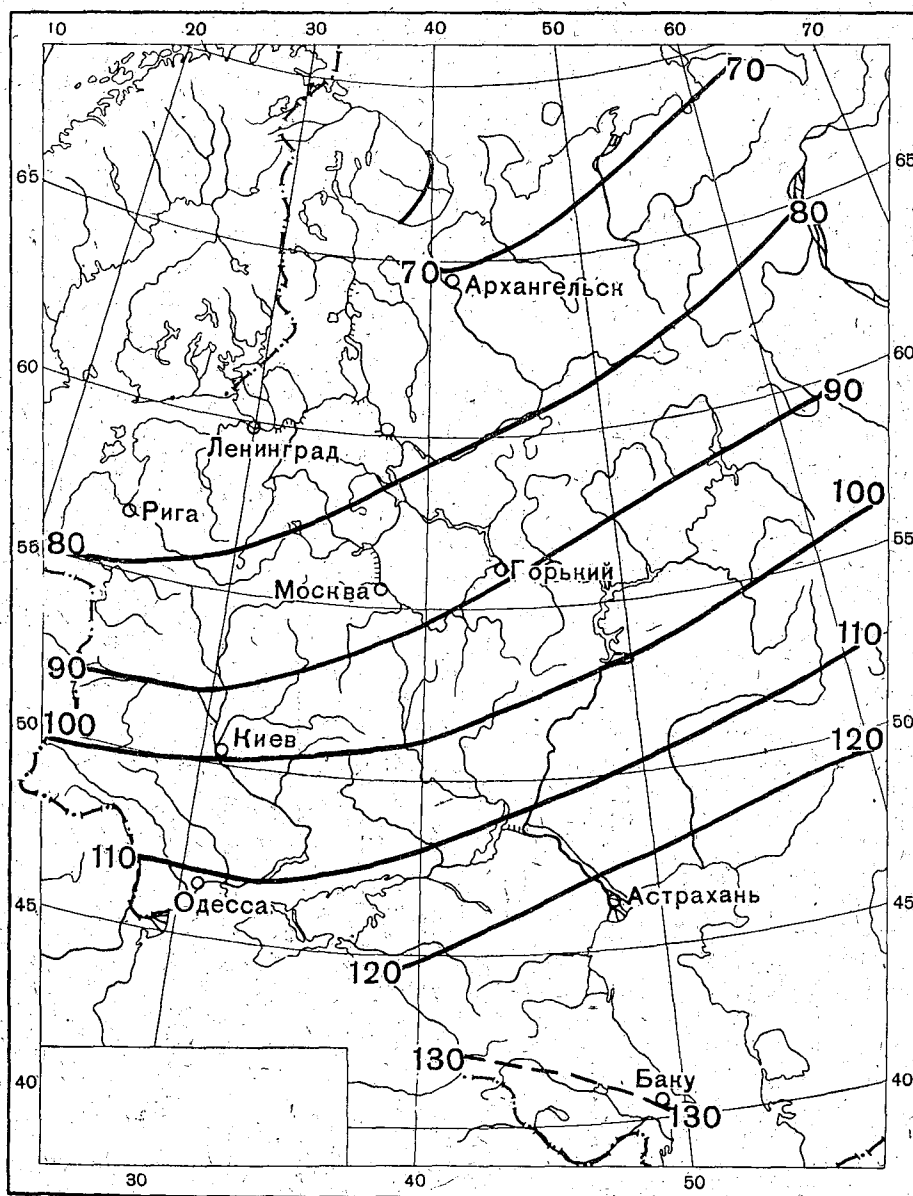


Рис. 2. Годовые суммы суммарной радиации (ккал/см²год).

поверхности («пар») и соответственно отраженная радиация в период отсутствия снежного покрова измерялась над этой поверхностью. В табл. 3 приведены значения альбедо поверхности актинометрических площадок рассматриваемых станций. В целях сравнимости материала при осреднении в период без снежного покрова исключены годы, когда поверхность площадки была оголенной.

Таблица 3

Альbedo поверхностей метеорологических площадок, %

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Хибины	68	72	80	71	25	21	23	23	24	30	48	54
Елецкая	73	76	78	67	34	16	17	17	23	52	74	73
Усть-Цильма	70	77	76	70	30	23	25	26	28	48	62	64
Архангельск	71	72	65	44	17	20	21	21	22	28	56	73
Усть-Вымь	79	85	83	71	23	26	26	26	28	48	62	64
Приозерск	67	71	66	38	17	20	20	21	20	20	41	60
Ленинград	57	58	39	17	13	16	18	18	20	18	36	49
Воейково	71	71	64	39	15	18	18	19	19	19	53	74
Волосово	70	76	71	48	20	24	24	24	24	24	42	65
Рожновский мыс	82	78	72	45	15	17	18	19	20	21	35	61
Нолинск	81	81	78	53	16	21	18	18	21	19	70	81
Рига	61	59	46	20	16	17	18	20	19	20	28	50
Высокая Дубрава	74	75	71	29	17	18	18	18	18	25	66	74
Собакино	70	71	67	32	22	25	25	25	26	26	44	59
Каунас	57	61	61	23	17	19	20	20	21	22	26	50
Смоленск	76	76	73	40	24	26	27	26	28	30	46	73
Минск	68	69	58	21	16	19	18	18	18	20	37	64
Куйбышев	69	72	63	21	16	16	16	14	14	18	45	65
Елшанка	80	82	79	33	15	16	15	15	15	19	49	74
Ростоши	77	67	53	18	17	17	17	17	18	19	43	63
Ушаково	68	61	59	20	19	18	21	21	20	22	43	60
Ершов	74	74	58	19	16	18	18	17	18	18	41	64
Ковель	52	45	45	21	20	19	20	20	20	20	24	42
Киев	58	54	35	19	19	20	20	20	20	21	30	49
Калмыково	65	69	66	23	25	25	25	26	28	26	42	56
Деркул	59	57	52	16	17	16	14	15	18	19	20	37
Волжский	53	45	38	13	18	18	18	20	18	18	24	39
Берегово	55	46	26	20	21	21	21	21	20	21	22	29
Гигант	46	45	35	16	19	19	17	16	17	17	25	34
Аскания-Нова	38	31	23	16	19	18	18	18	19	19	21	25
Одесса	26	22	18	14	16	17	17	17	18	18	17	21
Астрахань	37	28	18	16	17	16	16	18	16	17	22	33
Карадаг	16	16	18	16	15	15	15	14	15	15	14	16
Сочи	24	24	20	20	21	18	22	23	22	24	25	23
Махачкала	34	22	22	18	18	19	17	19	19	20	19	23
Тбилиси	21	20	18	19	18	18	18	18	19	20	20	20

Альbedo деятельной поверхности на метеорологических площадках имеет резко выраженный годовой ход на всей рассматриваемой территории, за исключением самых южных пунктов. В зимние месяцы альbedo составляет 60—70% на севере и в восточных районах умеренных широт, 60—40% в западных районах умеренных широт. Снижение альbedo в западных районах хорошо согласуется с увеличением числа дней с оттепелями. Уменьшение альbedo в годовом ходе происходит на всей территории (где бывает снежный покров) от марта к апрелю, увеличение осенью — от сентября к октябрю на севере и от октября к ноябрю на остальной территории. В летние месяцы альbedo метеорологических площадок, покрытых травой, составляет в среднем 20%. Наибольшие значения (25%) отмечаются на станции Калмыково, расположенной в зоне степей (травяной покров площадки — полынь). Наименьшие значения

(15—17%) наблюдаются на станциях, расположенных в черноземной полосе (Деркул, Гигант, Куйбышев, Ершов), где в летние месяцы сквозь травяной покров на площадках просвечивает темная почва.

Влияние городских условий на величину альbedo отчетливо видно из сопоставления данных двух станций: Ленинграда и Воейково. Альbedo в городе меньше, чем в пригороде, в зимние месяцы на 15—20% (из-за загрязнения снега).

В табл. 4 приведены месячные величины отраженной радиации. Как видно из таблицы, расход радиации на отражение значительный, особенно на севере (35—30% годового прихода суммарной радиации). В годовом ходе отраженной радиации наблюдается два максимума (исключая юг территории, где отсутствует снежный покров). Первый максимум приходится на весенний месяц, когда суммарная радиация уже значительна, но лежит еще снежный покров, второй — на летний месяц, когда отмечается максимум суммарной радиации. Сопоставляя табл. 2 и 4, можно видеть, какая доля от приходящей радиации поглощается деятельной поверхностью.

Поглощенная радиация в большой степени определяет радиационный баланс деятельной поверхности. В условиях ясного неба при равных значениях альbedo интенсивность радиационного баланса B_0 будет возрастать с увеличением высоты солнца. На ЕТС радиационный баланс B_0 возрастает с севера на юг во все месяцы в дневное время. Ночью увеличение радиационного баланса при продвижении на юг наблюдается в зимние месяцы от $-0,04$ до $-0,10$ кал/см²мин. (имеются в виду абсолютные значения радиационного баланса). Летом радиационный баланс в ночное время практически постоянен на всей рассматриваемой территории и составляет $-0,08$, $-0,10$ кал/см²мин.

Максимальные значения радиационного баланса при ясном небе приходятся на полуденный срок в июне. В это время на севере радиационный баланс равен $0,65—0,70$ кал/см²мин., на юге $-0,85—0,90$ кал/см²мин. (60—65% от суммарной радиации Q_0).

Значения радиационного баланса при условии ясного неба для ряда пунктов приведены в приложении III.

При действительных условиях облачности величина радиационного баланса (B) повсеместно уменьшается. Однако в распределении баланса по территории сохраняется зависимость от широты.

Интенсивность радиационного баланса на ЕТС возрастает с севера на юг. Особенно велика разница в балансе между северными и южными районами в теплый период года, когда на ЕТС наблюдаются большие различия в распределении суммарной радиации. Так, по изоплетам (рис. 3) видно, что в Воейково в июле в полуденные часы величина баланса составляет $0,47$ кал/см²мин., в то время как в Одессе она равна $0,75$ кал/см²мин., в Тбилиси $-0,76$ кал/см²мин. Значительные градиенты в распределении интенсивности радиационного баланса отмечаются также в те месяцы, когда на севере еще лежит устойчивый снежный покров, а на юге снег уже растаял. Например, разность в полуденных величинах баланса в марте на станциях Воейково — Одесса, Воейково — Тбилиси имеет почти те же значения, что и летом.

Интересно проследить изменение по ЕТС числа дней с отрицательным радиационным балансом в отдельные сроки наблюдения. В 6 час. 30 мин. период с отрицательным радиационным балансом на севере имеет почти ту же продолжительность, что и на юге: с середины сентября до первой половины апреля. В 9 час. 30 мин. отрицательный радиационный баланс обычно наблюдается только на севере и в умеренных широтах (со второй половины ноября до начала февраля).

Таблица 4

Отраженная радиация (ккал/см² месяц)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	% от Q
Хибины	0,1	0,6	3,8	7,1	2,7	2,7	3,0	1,8	0,8	0,4	0,1	0,0	23,1	36
Елецкая	0,1	0,9	4,4	7,6	4,5	2,0	2,4	1,5	0,6	0,8	0,2	0,0	25,0	35
Усть-Цильма	0,1	0,9	3,6	6,9	3,3	3,0	3,4	2,2	1,1	0,9	0,2	0,1	25,7	37
Архангельск	0,2	1,1	3,6	4,6	2,7	3,3	3,2	1,8	0,9	0,4	0,3	0,1	22,2	30
Усть-Вымь	0,4	1,6	5,3	7,5	2,8	3,9	3,7	2,6	1,4	0,8	0,4	0,1	30,5	38
Приозерск	0,3	1,5	4,0	3,2	2,1	2,8	2,7	2,1	1,1	0,4	0,2	0,1	20,5	27
Ленинград	0,2	0,9	1,9	1,3	1,5	2,0	2,2	1,5	1,1	0,4	0,2	0,1	13,3	19
Воейково	0,4	0,4	4,0	2,8	1,5	2,5	2,6	1,7	1,1	0,4	0,5	0,2	18,1	24
Волосово	0,4	1,6	4,5	4,0	2,2	3,1	3,0	2,1	1,3	0,4	0,2	0,2	23,0	32
Рожновский мыс	1,0	2,2	5,8	4,6	2,0	2,6	2,7	2,1	1,2	0,6	0,4	0,4	25,6	28
Нолинск	1,0	2,5	6,5	6,3	2,5	3,4	2,6	2,1	1,5	0,6	1,1	0,6	30,7	32
Рига	0,5	1,3	2,8	1,7	2,1	2,4	2,5	2,0	1,2	0,6	0,3	0,4	17,8	22
Высокая Дуб- рава	1,2	2,7	6,0	3,3	2,5	3,6	2,7	2,4	1,2	0,8	1,1	0,7	28,2	30
Собакино	1,0	2,2	5,0	2,8	2,9	4,0	3,8	2,9	1,8	0,8	0,7	0,6	28,5	32
Каунас	0,7	2,1	3,9	1,6	2,2	2,7	2,6	1,9	1,4	0,8	0,4	0,4	20,7	26
Смоленск	1,1	2,1	5,6	3,0	2,7	3,4	3,5	2,3	1,8	1,0	0,8	0,6	27,8	36
Минск	1,0	2,0	4,2	1,9	2,2	2,7	2,5	1,9	1,2	0,7	0,6	0,6	21,5	26
Куйбышев	1,5	2,8	5,2	2,3	2,1	2,6	2,2	1,8	1,1	0,7	1,0	0,9	24,2	23
Елшанка	1,8	4,1	7,3	4,0	2,3	2,9	2,4	2,0	1,4	0,9	1,2	1,2	31,5	28
Ростоши	1,9	2,7	4,7	1,9	2,3	2,8	2,6	2,2	1,6	0,8	1,0	0,9	25,4	25
Ушаково	1,4	2,0	4,2	1,7	2,5	2,5	2,9	2,4	1,5	1,1	1,0	0,7	23,9	26
Ершов	1,8	3,4	5,4	2,0	2,4	3,2	3,0	2,3	1,6	0,8	1,2	1,2	28,3	26
Ковель	0,9	1,7	3,7	2,0	2,7	2,7	2,8	2,3	1,7	0,9	0,4	0,5	22,3	24
Киев	1,4	1,7	2,2	1,5	2,4	3,4	3,0	2,5	1,7	1,0	0,6	0,8	22,2	22
Деркул	1,4	2,5	4,1	1,5	1,9	2,4	2,1	2,1	1,5	0,6	0,7	0,6	21,4	20
Волжский	1,4	1,8	3,1	1,6	2,8	3,1	3,1	3,1	2,0	1,1	0,8	0,7	24,9	22
Берегово	1,6	1,9	2,1	1,8	2,9	2,2	3,1	3,0	2,0	1,3	0,6	0,5	23,0	23
Гигант	1,3	2,7	3,2	1,4	2,1	2,7	2,5	2,2	1,9	1,1	1,0	0,9	23,0	20
Аскания-Нова	1,1	1,6	2,1	2,0	2,8	2,7	3,1	2,5	2,1	1,5	0,6	0,5	22,6	20
Одесса	1,0	0,8	1,6	1,9	2,5	3,1	2,9	2,6	2,3	1,0	0,4	0,5	20,6	17
Астрахань	0,9	1,3	1,3	1,7	2,4	2,5	2,5	2,6	1,8	1,1	0,7	0,6	18,4	17
Карадаг	0,4	0,6	1,5	1,7	2,3	2,5	2,6	2,2	1,8	1,1	0,4	0,4	17,5	15
Сочи	0,8	1,1	1,2	2,1	3,0	2,9	3,6	3,4	2,3	1,7	0,9	0,6	23,6	21
Махачкала	0,9	0,8	1,6	2,0	2,9	3,0	2,7	2,7	1,6	1,5	0,7	0,5	20,9	19
Тбилиси	1,1	1,4	1,7	2,1	2,8	2,7	3,0	2,8	2,0	1,6	1,1	0,8	23,1	19

Характерно, что на прибрежных станциях переход к отрицательному радиационному балансу осенью наступает позднее, чем на континентальных, а обратный переход весной происходит раньше. Так, в Риге переход от положительного баланса к отрицательному наблюдается в начале декабря, а от отрицательного к положительному — в конце января. В Высокой Дубраве эти переходы отмечаются соответственно во второй половине ноября и в начале февраля. В полуденные часы в течение всего года радиационный баланс имеет положительные значения повсеместно, за исключением зимних месяцев на севере (где он отрицателен) и континентальных районов в умеренных широтах (где он нулевой). В 15 час. 30 мин. число дней с отрицательным радиационным балансом на севере больше, чем на юге: в умеренных широтах он наблюдается со второй половины октября до середины февраля, на юге — с начала ноября до конца января. В 18 час. 30 мин. число дней с отрицательным радиационным балансом на юге больше, чем на севере, в связи с увеличением продолжительности дня в летний

период, с юга на север. На севере и в умеренных широтах баланс отрицателен в этот срок с середины августа по апрель, а на юге, примерно до 45° с. ш., — с начала августа по май. Южнее 45° с. ш. в течение всего года радиационный баланс в 18 час. 30 мин. отрицательный. В ночной срок (0 час. 30 мин.) на ЕТС во все месяцы наблюдается отрицательный радиационный баланс, причем на юге величины баланса больше, чем на севере. Следует иметь в виду, что в отдельных случаях при наличии инверсии температуры радиационный баланс и ночью может иметь положительные значения.

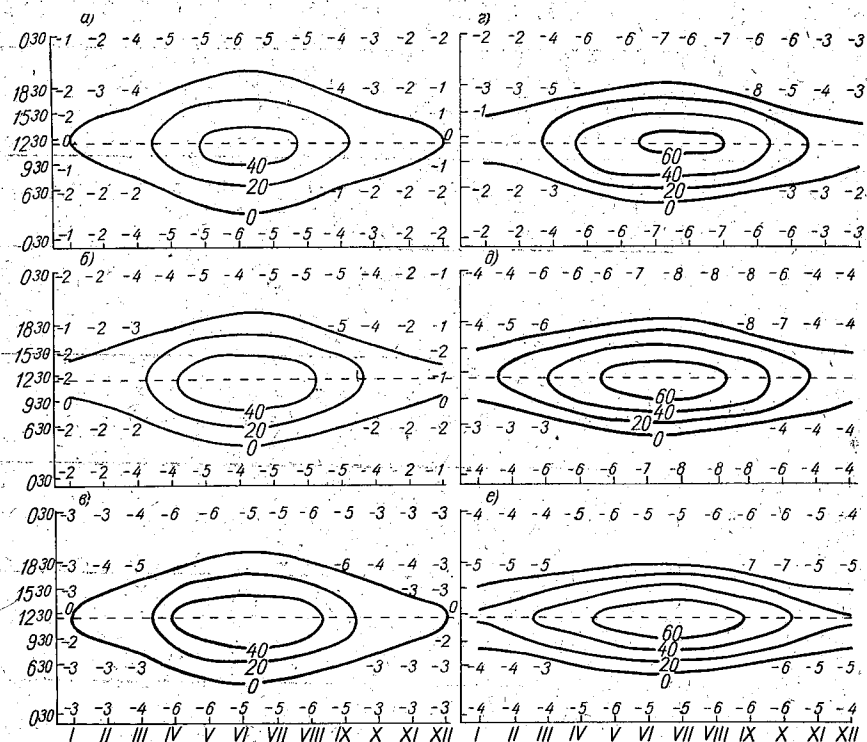


Рис. 3. Изоплеты интенсивности радиационного баланса ($\text{кал/см}^2\text{мин.} \times 10^{-2}$). Названия станций см. на рис. 1.

Годовой ход интенсивности радиационного баланса выражен повсеместно очень отчетливо. Наибольшие значения баланса наблюдаются в июне — июле, наименьшие — в декабре — январе.

Характерным является резкое изменение интенсивности баланса весной и осенью, что связано со сходом и установлением снежного покрова. Суточный ход радиационного баланса наиболее резко выражен в теплый период года (особенно на юге ЕТС). Наибольшая интенсивность баланса отмечается в полуденные часы (12 час. 30 мин.), в 9 час. 30 мин. значения баланса несколько меньше, чем в 12 час. 30 мин.

Годовые суммы радиационного баланса (табл. 5) изменяются на ЕТС от 24—25 ккал/см^2 (Хибины, Архангельск) до 50—55 ккал/см^2 (Одесса, Тбилиси). Максимальный месячный баланс отмечается в июне (7 ккал/см^2 на севере, 9—10 ккал/см^2 на юге). В отдельные годы максимум сдвигается на июль.

Наибольшие отрицательные суммы баланса приходятся чаще всего на декабрь и январь (в среднем —0,8, —0,9 на севере и —0,3, —0,4 на юге). Отрицательный радиационный баланс наблюдается на севере

Радиационный баланс (ккал/см² месяц)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Хибины	-0,4	-0,2	-0,1	1,6	5,9	7,0	6,4	3,8	1,1	-0,1	-0,4	-0,6	24,0
Архангельск	-0,7	-0,6	0,0	2,8	6,2	7,4	7,0	5,0	1,5	-0,2	-0,8	-0,8	26,8
Ленинград	-0,6	-0,3	1,0	4,0	6,4	7,4	6,8	4,5	2,2	0,1	-0,6	-0,6	30,3
Воейково	-0,5	-0,4	0,1	3,5	6,6	7,9	7,4	4,9	2,2	0,1	-0,6	-0,6	30,0
Рожновский мыс	-0,0	-0,6	0,3	3,5	7,8	8,9	8,2	5,9	2,4	0,3	-0,6	-0,9	34,3
Рига	-0,4	-0,1	1,0	3,9	7,7	8,6	8,0	5,6	3,0	0,6	-0,3	-0,5	37,1
Высокая Дубрава	-1,1	-0,4	0,0	4,4	7,0	8,1	7,3	5,5	2,4	0,4	-1,0	-1,0	31,6
Каунас	-0,6	-0,3	0,8	3,9	6,9	7,4	7,1	5,3	2,9	0,7	-0,3	-0,6	33,2
Минск	-0,5	0,0	1,3	4,5	8,0	8,6	7,8	6,0	3,1	1,1	-0,3	-0,5	39,1
Куйбышев	-0,8	-0,5	0,9	6,0	8,7	9,6	8,9	6,9	3,4	1,0	-0,4	-0,8	43,0
Киев	-0,4	0,1	2,3	4,6	7,3	8,3	7,9	6,4	3,9	1,3	-0,1	-0,4	41,2
Деркул	-0,2	0,2	1,9	5,5	7,5	9,0	8,5	7,2	4,4	1,5	0,2	-0,4	45,3
Берегово	-0,3	0,2	2,8	5,0	7,2	8,1	7,8	6,7	4,8	2,0	0,0	-0,4	43,9
Гигант	0,0	0,4	2,5	5,7	8,5	9,0	9,2	7,1	5,0	2,0	0,5	0,0	49,9
Аскания-Нова	0,2	1,0	3,3	5,7	8,0	8,3	9,0	6,9	5,0	2,4	0,4	0,0	50,2
Одесса	-0,1	1,1	3,1	5,4	8,8	9,4	10,1	7,8	4,8	1,9	0,4	-0,3	52,4
Карадаг	0,3	1,4	3,2	5,2	7,7	8,3	8,1	6,8	4,3	1,9	0,4	-0,4	47,2
Тбилиси	0,4	1,5	3,4	5,5	8,5	10,0	9,6	8,0	5,2	2,9	0,8	0,0	55,8

в течение 6—5 месяцев (с октября по март), в умеренных широтах в течение 4—3 месяцев (с ноября по февраль), на юге в течение 2—1 месяца (декабрь — январь). Ниже указан период с отрицательным

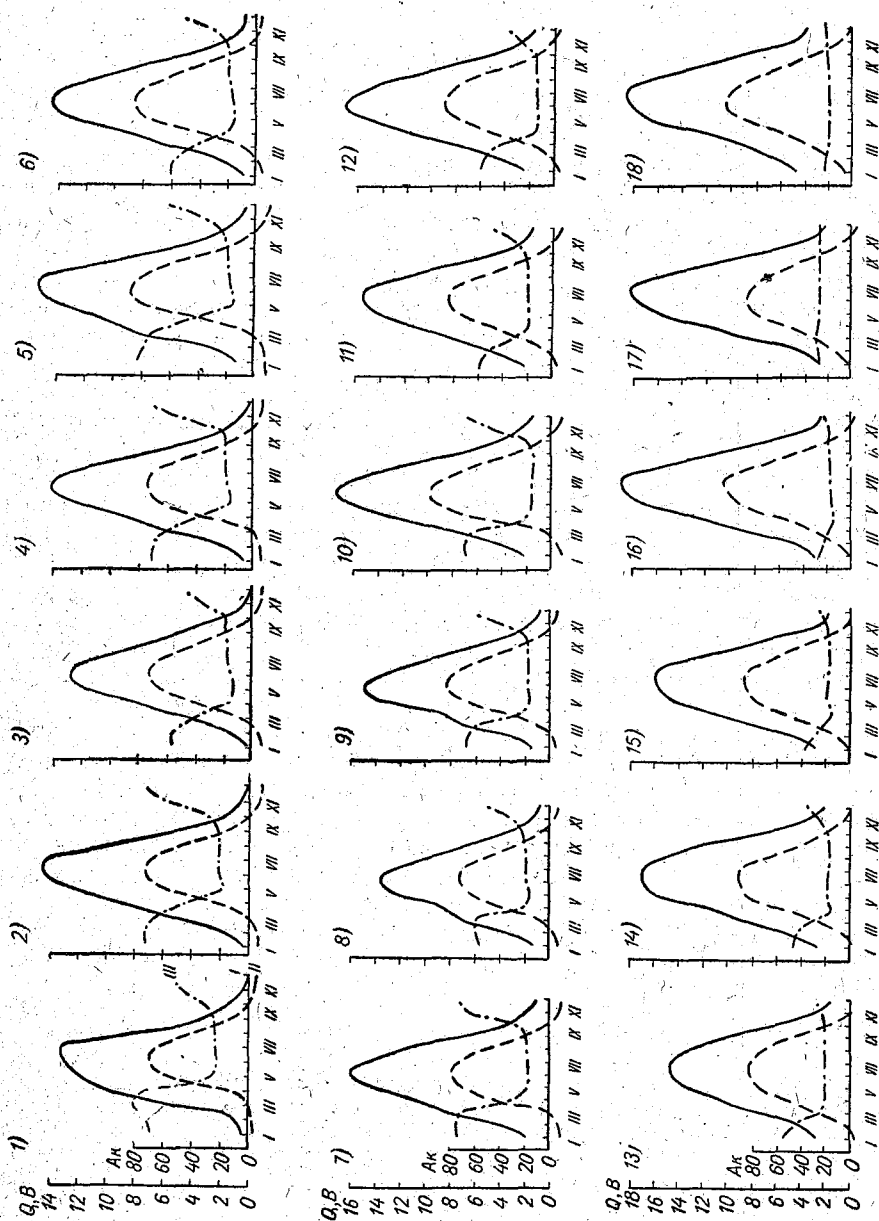


Рис. 4. Месячные суммы суммарной радиации, радиационного баланса и среднее альбедо. I — суммарная радиация в ккал/см² месяц, II — радиационный баланс в ккал/см² месяц, III — альбедо в процентах. 1 — Хибини, 2 — Архангельск, 3 — Ленинград, 4 — Воейково, 5 — Рожновский мыс, 6 — Рига, 7 — Высокая Дубрава, 8 — Каунас, 9 — Минск, 10 — Куйбышев, 11 — Киев, 12 — Деркул, 13 — Берегово, 14 — Гигант, 15 — Аскания-Нова, 16 — Одесса, 17 — Карадаг, 18 — Тбилиси.

радиационным балансом для ряда пунктов. Указанный период получен графически с кривых годового хода радиационного баланса (рис. 4):

Хибини	164
Архангельск	158
Воейково	150
Ленинград	132
Рожновский мыс	141
Рига	114
Высокая Дубрава	145

Каунас	117
Куйбышев	117
Киев	92
Деркул	76
Берегово	81
Гигант	47
Аскания-Нова	30
Одесса	54
Карадаг	38
Тбилиси	15

Число дней с отрицательным радиационным балансом убывает с севера (160 дней) на юг (30—15 дней). Намечается связь периодов с отрицательным радиационным балансом и залеганием снежного покрова. Период с отрицательным радиационным балансом короче на 15—20 дней периода залегания снежного покрова. Переход от положительного к отрицательному балансу в годовом ходе происходит за несколько дней до появления снежного покрова; обратный переход весной отмечается за 20—30 дней до исчезновения снежного покрова. Таким образом, весной баланс становится положительным при более высоком альбедо поверхности, чем осенью. Определяющим фактором является большой приход радиации весной. Это видно из представленных на рис. 4 графиков годового хода радиационного баланса и альбедо при сопоставлении точки пересечения кривой радиационного баланса с осью абсцисс и точки, характеризующей максимальный спад альбедо.

Представляет интерес сравнить величины радиации, полученные из данных непосредственных наблюдений, с расчетными данными [2].

Следует отметить удовлетворительную сходимость годовых сумм суммарной радиации. В месячных суммах имеются отдельные отклонения, не превышающие 1 ккал/см²мес. Значения радиационного баланса, полученные из наблюдений и на основании расчетов, различаются. Повсеместно в течение всех месяцев года величины, приведенные нами (табл. 5), выше, чем указанные на картах. В результате за год накапливается разница около 10 ккал/см²год. Радиационный баланс при расчетном методе получается из двух составляющих: поглощенной радиации и эффективного излучения. По нашему мнению, расхождения в радиационном балансе объясняются завышенными значениями эффективного излучения, используемыми при построении карт.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат. 1956.
2. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50. 1955.
3. Гальперин Б. М. Радиационный баланс Нижнего Поволжья за теплый период. Труды ГГО, вып. 18. 1949.
4. Гаврилова М. К. Радиационный баланс Арктики. Труды ГГО, вып. 92. 1960.
5. Стыро Б. И. и Грицюте А. П. Радиационный баланс территории Литовской ССР. Труды АН Литовской ССР, серия Б, вып. 2. 1955.
6. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. 1957.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 5. 1947.
8. Пивоварова З. И. Радиационный баланс деятельной поверхности и методика его обработки. Труды ГГО, вып. 61. 1956.
9. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима при ясной погоде. Труды ГГО, вып. 96. 1959.

Список станций

Станция	Высота (м)	Период осреднения	
		суммарная радиация; альбедо	радиацион- ный баланс
Хибины	134,0	1956—58	1956—58
Елецкая	113,0	1954—58	—
Усть-Цильма	70,1	1955—58	—
Архангельск	3,9	1954—58	1955—58
Усть-Вымь	106,2	1955—58	—
Приозерск	10,0	1953—58	1957—58
Ленинград	2,4	1953—58	1953—58
Воейково	71,1	1952—58	1952—58
Волосово	130,4	1953—58	—
Рожновский мыс ¹	103,0	1953—58	1953—58
Нолинск ²	147,0	1955—58	—
Рига	10,0	1953—58	1953—58
Высокая Дубрава	288,0	1951—58	1951—58
Собакино	187,0	1953—58	1957—58
Каунас	72,6	1953—58	1953—58
Смоленск	239,0	1955—58	—
Минск	223,0	1954—58	1954—58
Куйбышев	137,0	1952—58	1952—58
Елшанка	99,2	1950—58	—
Ростоши	150,0	1953—57	—
Ушаково	185,0	1955—58	—
Ершов	104,0	1952—58	—
Ковель	174,0	1952—58	—
Киев	167,0	1952—58	1953—58
Калмыково ³	4,0	1954—58	—
Деркул	Высота не определена	1950—57	1950—57
Волжский (Сталинград, ГЭС)	23,7	1954—58	1956—58
Берегово	112,7	1953—58	1953—58
Гигант	82,8	1952—58	1952—58
Аскания-Нова	30,6	1952—58	1953—58
Одесса	42,8	1951—58	1951—58
Астрахань ⁴	—24,0	1954—58	1957—58
Карадаг	34,4	1955—58	1955—58
Сочи	56,9	1955—58	—
Махачкала	34,3	1954—58	—
Тбилиси	403,0	1952—58	1952—58

¹ В январе за 1953—1957 гг.² В июле и сентябре за 1956—1957 гг. В октябре, ноябре, декабре за 1955—1957 гг.³ В июле, августе, сентябре, декабре за 1954—1957 гг.⁴ В феврале за 1954—1958 гг. В марте, апреле за 1954—1955 и 1957 гг.

ПРИЛОЖЕНИЕ П

Суммарная радиация при ясном небе (кал/см² мин.)

Время		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
часы	мин.												

Архангельск

6 30	—	—	0,08	0,29	0,47	0,53	0,47	0,29	—	—	—	—
9 30	—	0,18	0,43	0,80	0,90	0,94	0,88	0,74	0,49	0,31	0,08	—
12 30	—	0,34	0,62	0,89	1,02	1,15	1,00	0,90	—	0,36	0,12	—
15 30	—	0,13	0,32	0,59	0,71	0,87	0,75	0,62	0,40	0,14	—	—
18 30	—	—	—	0,14	0,28	0,39	0,31	0,20	0,07	—	—	—

Воейково

6 30	—	—	0,07	0,24	0,47	0,53	0,47	0,32	0,17	—	—	—
9 30	0,07	0,26	0,55	0,77	0,95	1,00	0,94	0,82	0,65	0,40	0,15	0,06
12 30	0,16	0,44	0,71	0,90	1,07	1,11	1,08	0,97	0,84	0,49	0,23	0,16
15 30	0,04	0,19	0,39	0,63	0,76	0,80	0,82	0,65	0,49	0,17	—	—
18 30	—	—	—	0,08	0,20	0,30	0,26	0,14	0,02	—	—	—

Рожновский мыс

6 30	—	—	0,11	0,26	0,42	0,50	0,46	0,24	0,11	—	—	—
9 30	0,14	0,33	0,65	0,83	0,96	1,00	0,95	0,83	0,68	0,42	0,18	0,07
12 30	0,30	0,50	0,83	1,01	1,10	1,14	1,09	1,00	0,83	0,46	0,23	0,19
15 30	0,06	0,16	0,47	0,62	0,76	0,82	0,78	0,69	0,49	0,24	—	—
18 30	—	—	—	0,10	0,23	0,32	0,24	0,14	—	—	—	—

Рига

6 30	—	—	0,09	0,30	0,45	0,52	0,48	0,31	0,19	—	—	—
9 30	—	0,32	0,60	0,80	1,01	1,04	1,01	0,88	0,73	0,42	0,22	0,12
12 30	0,32	0,52	0,76	0,97	1,13	1,24	1,20	0,98	0,90	0,50	0,35	0,21
15 30	—	0,21	0,55	0,65	0,80	0,88	0,91	0,77	0,46	0,13	0,10	—
18 30	—	—	—	0,08	0,20	0,32	0,27	0,16	0,03	—	—	—

Высокая Дубрава

6 30	—	—	0,08	0,26	0,47	0,52	0,45	0,33	0,15	—	—	—
9 30	0,13	0,31	0,60	0,80	1,00	1,02	0,93	0,83	0,68	0,42	0,20	0,09
12 30	0,27	0,51	0,81	0,89	1,15	1,20	1,14	1,01	0,82	0,54	0,33	0,29
15 30	0,04	0,18	0,42	0,66	0,79	0,88	0,81	0,77	0,45	0,14	0,08	—
18 30	—	—	—	0,10	0,21	0,29	0,26	0,11	—	—	—	—

Елшанка

6 30	—	—	0,10	0,30	0,44	0,52	0,46	0,33	0,15	0,04	—	—
9 30	0,21	0,43	0,76	0,93	1,01	1,06	1,02	0,92	0,75	0,53	0,32	0,16
12 30	0,43	0,68	0,96	1,13	1,21	1,27	1,26	1,13	0,97	0,67	0,44	0,32
15 30	0,09	0,28	0,52	0,72	0,83	0,87	0,84	0,76	0,56	0,28	0,07	0,03
18 30	—	—	—	0,06	0,18	0,26	0,26	0,13	0,06	—	—	—

Ковель

6 30	—	—	0,10	0,27	0,44	0,48	0,42	0,30	0,15	0,06	—	—
9 30	0,22	0,32	0,76	0,93	1,07	1,10	1,02	0,93	0,77	0,52	0,31	0,17
12 30	0,44	0,58	1,02	1,15	1,27	1,29	1,24	1,14	0,94	0,70	0,47	0,33
15 30	0,16	0,27	0,60	0,72	0,86	0,91	0,88	0,75	0,53	0,27	0,14	0,03
18 30	—	—	—	0,10	0,16	0,24	0,23	0,12	0,02	—	—	—

Время		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
часы	мин.												

Деркул

6 30	—	—	0,07	0,25	0,39	0,48	0,42	0,29	0,16	0,03	—	—
9 30	0,27	0,46	0,73	0,88	1,09	1,08	1,02	0,92	0,79	0,60	0,38	0,24
12 30	0,51	0,69	0,98	1,11	1,22	1,33	1,22	1,08	0,99	0,76	0,55	0,40
15 30	0,11	0,28	0,52	0,69	0,82	0,88	0,86	0,73	0,60	0,34	0,15	0,07
18 30	—	—	—	0,05	0,13	0,23	0,20	0,09	0,03	—	—	—

Одесса

6 30	—	—	0,12	0,29	0,42	0,46	0,41	0,28	0,16	0,07	—	—
9 30	0,38	0,49	0,79	1,01	1,10	1,14	1,09	0,99	0,87	0,69	0,45	0,32
12 30	0,60	0,78	1,07	1,21	1,30	1,35	1,31	1,19	1,07	0,84	0,64	0,50
15 30	0,16	0,33	0,59	0,74	0,86	0,90	0,90	0,77	0,59	0,33	0,20	0,06
18 30	—	—	—	0,04	0,12	0,18	0,18	0,08	0,01	—	—	—

Тбилиси

6 30	—	—	—	0,24	0,39	0,42	0,36	0,25	0,14	0,04	—	—
9 30	0,40	0,59	0,88	1,06	1,11	1,15	1,12	1,03	0,94	0,76	0,57	0,40
12 30	0,75	0,92	1,17	1,29	1,36	1,36	1,39	1,28	1,14	0,96	0,77	0,66
15 30	0,29	0,42	0,67	0,80	0,78	0,92	0,93	0,82	0,65	0,45	0,21	0,17
18 30	—	—	—	0,04	0,06	0,14	0,13	0,04	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ III

Радиационный баланс при ясном небе

Время		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
часы	мин.												

Архангельск

0 30	-0,03	-0,04	-0,05	-0,08	-0,07	-0,07	-0,07	-0,06	-0,07	-0,04	-0,04	-0,06
6 30	-0,04	-0,07	-0,05	0,10	0,27	0,27	0,26	0,15	—	-0,03	-0,03	-0,07
9 30	-0,02	-0,05	0,05	0,28	0,56	0,59	0,59	0,47	0,25	0,18	-0,08	-0,07
12 30	—	-0,02	0,18	0,35	0,64	0,67	0,67	0,58	0,54	0,15	-0,04	—
15 30	-0,04	-0,08	0,01	0,25	0,44	0,50	0,48	0,37	0,23	0,02	-0,06	-0,07
18 30	-0,04	-0,05	-0,07	-0,04	0,11	0,13	0,12	0,04	-0,06	-0,08	-0,05	-0,06

Воейково

0 30	-0,09	-0,07	-0,07	-0,10	-0,08	-0,08	-0,08	-0,07	-0,09	-0,08	-0,08	-0,09
6 30	-0,03	-0,07	-0,06	0,07	0,26	0,28	0,24	0,13	0,04	-0,08	-0,08	-0,03
9 30	-0,07	-0,02	0,12	0,40	0,64	0,64	0,61	0,52	0,37	0,16	-0,06	-0,11
12 30	-0,03	0,06	0,23	0,44	0,74	0,70	0,71	0,58	0,50	0,20	0,02	-0,06
15 30	-0,08	-0,04	0,11	0,27	0,49	0,49	0,47	0,30	0,24	-0,04	-0,08	—
18 30	-0,07	-0,07	-0,08	-0,04	0,04	0,10	0,09	0,00	-0,08	-0,09	-0,09	—

Рожновский мыс

0 30	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,07	-0,08	-0,08	-0,08	-0,07	-0,08	-0,09	-0,06
6 30	-0,05	-0,04	-0,04	0,04	0,27	0,30	0,24	0,12	0,02	-0,09	-0,03	-0,06
9 30	-0,03	0,01	0,12	0,37	0,67	0,70	0,62	0,52	0,36	0,21	0,00	0,06
12 30	-0,02	0,04	0,16	0,43	0,79	0,79	0,75	0,68	0,53	0,30	0,15	0,00
15 30	-0,05	-0,02	0,02	0,26	0,52	0,55	0,50	0,42	0,25	0,11	-0,09	-0,10
18 30	-0,06	-0,06	-0,07	-0,01	0,07	0,11	0,07	0,03	-0,07	-0,09	-0,10	-0,08

Рига

0 30	-0,07	-0,07	-0,08	-0,08	-0,08	-0,07	-0,07	-0,08	-0,09	-0,09	-0,06	-0,08
6 30	-0,07	-0,08	-0,05	0,15	0,24	0,28	0,23	0,14	0,02	-0,08	-0,04	-0,08
9 30	0,03	0,03	0,26	0,53	0,65	0,67	0,65	0,56	0,52	0,18	0,10	-0,03
12 30	0,05	0,05	0,41	0,67	0,78	0,82	0,88	0,63	—	0,25	0,16	0,04
15 30	-0,07	-0,08	0,18	0,39	0,50	0,54	0,58	0,51	—	0,00	-0,04	—
18 30	-0,07	-0,07	-0,08	-0,04	0,04	0,14	0,12	0,02	-0,08	-0,08	-0,04	-0,03

Высокая Дубрава

0 30	-0,06	-0,07	-0,07	-0,09	-0,09	-0,08	-0,08	-0,08	-0,10	-0,10	-0,08	-0,07
6 30	-0,06	-0,07	-0,05	0,07	0,20	0,23	0,22	0,13	0,04	-0,03	-0,08	-0,08
9 30	-0,03	0,00	0,04	0,38	0,60	0,60	0,56	0,47	0,39	0,16	-0,03	-0,05
12 30	-0,01	0,04	0,09	0,49	0,75	0,72	0,70	0,58	0,52	0,28	0,01	-0,04
15 30	-0,05	-0,02	0,02	0,26	0,44	0,50	0,45	0,47	0,25	0,04	-0,06	-0,06
18 30	-0,06	-0,07	-0,07	-0,03	0,06	0,08	0,08	-0,01	-0,06	-0,10	-0,09	-0,07

Деркул

0 30	-0,09	-0,07	-0,08	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,08	-0,08	-0,10	-0,03	-0,08
6 30	-0,09	-0,06	-0,06	0,08	0,23	0,26	0,24	0,12	0,03	-0,05	-0,03	-0,08
9 30	0,04	0,07	0,44	0,56	0,69	0,70	0,67	0,58	0,48	0,37	0,17	0,06
12 30	0,12	0,16	0,50	0,70	0,81	0,85	0,83	0,72	0,62	0,48	0,30	0,12
15 30	-0,04	0,06	0,17	0,41	0,51	0,51	0,48	0,40	0,29	0,14	-0,04	-0,05
18 30	-0,09	-0,08	-0,09	-0,07	-0,02	0,03	0,03	-0,05	-0,09	-0,09	-0,10	-0,08

Одесса

0 30	-0,09	-0,10	-0,11	-0,10	-0,09	-0,09	-0,03	-0,09	-0,09	-0,10	-0,09	-0,10
6 30	-0,09	-0,10	-0,02	0,11	0,20	0,23	0,20	0,11	0,02	-0,06	-0,10	-0,08
9 30	0,07	0,26	0,46	0,63	0,70	0,76	0,71	0,61	0,50	0,37	0,26	0,08
12 30	0,28	0,47	0,58	0,78	0,84	0,88	0,86	0,76	0,64	0,46	0,36	0,15
15 30	0,01	0,16	0,27	0,42	0,51	0,56	0,55	0,44	0,30	0,10	0,02	-0,03
18 30	-0,09	-0,11	-0,09	-0,09	0,00	0,02	0,02	-0,04	-0,10	-0,10	-0,11	-0,10

Тбилиси

0 30	-0,03	-0,09	-0,08	-0,07	-0,08	-0,07	-0,06	-0,06	-0,03	-0,07	-0,11	-0,08
6 30	-0,10	-0,10	-0,03	0,08	0,16	0,21	0,14	0,08	-0,02	-0,06	-0,10	-0,08
9 30	0,16	0,31	0,52	0,72	0,71	0,77	0,71	0,64	0,54	0,41	0,27	0,19
12 30	0,40	0,55	0,74	0,84	0,89	0,94	0,87	0,83	0,70	0,61	0,40	0,35
15 30	0,09	0,16	0,36	0,46	0,52	0,57	0,56	0,47	0,32	0,18	0,04	0,01
18 30	-0,09	-0,10	-0,12	-0,10	-0,08	-0,02	-0,07	-0,07	-0,10	-0,13	-0,10	-0,08

ОБОБЩЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ МЕЖДУ ИНТЕНСИВНОСТЬЮ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, ВЫСОТОЙ СОЛНЦА И ПРОЗРАЧНОСТЬЮ АТМОСФЕРЫ

В статье обосновывается эмпирическая формула, выражающая дневной ход интенсивности радиации в зависимости от высоты солнца.

Рассматриваются возможные случаи применения формулы, в частности, для вычисления коэффициента прозрачности атмосферы.

Для расчетов дневного хода солнечной радиации и вычисления характеристик прозрачности атмосферы имеет существенное значение установление функциональной зависимости между наблюдаемой интенсивностью солнечной радиации, высотой солнца и прозрачностью атмосферы. Известно много различных формул теоретического или эмпирического характера, выражающих связи между этими величинами. Однако расчеты дневного хода радиации по таким формулам расходятся с результатами непосредственных измерений.

Такова, например, давно известная и очень часто применяемая для интегрального потока радиации формула Буге

$$S_m = S_0 p^m, \quad (1)$$

где S_m — интенсивность солнечной радиации, S_0 — величина солнечной постоянной, m — относительная длина пути солнечных лучей в атмосфере, определяемая таблицей Бемпорада.

Если по этой формуле рассчитывать величины радиации для различных значений m , определив значение p по какому-либо наблюдению и принимая это значение за постоянное, то результаты расчета будут значительно отличаться от результатов наблюдений.

Считается, что значительно точнее дневной ход радиации может быть представлен формулой Кастрова [3]

$$S_m = \frac{S_0}{1 + cm}, \quad (2)$$

в которой c — постоянный коэффициент, характеризующий степень прозрачности атмосферы. Однако данные, полученные по этой формуле, лишь приблизительно согласуются с результатами наблюдений.

На рис. 1 представлен дневной ход интенсивности радиации для случаев очень высокой, обычной и очень низкой прозрачности атмосферы. Для каждого из этих случаев ход радиации представлен тремя кривыми, построенными по результатам наблюдений (для чего использованы данные приводимой табл. 1) и рассчитанными по формулам

Буге и Кастрова. При этом значения характеристик p и c вычислены для значения $m=1,5$ ($h_{\odot}=41,8^{\circ}$) и приняты постоянными при дальнейших вычислениях S_m . Как показывает график, по формуле Буге для всех значений $m>1,5$ и при всех состояниях прозрачности атмосферы получаются преуменьшенные величины S_m , причем расхождение с наблюдаемыми возрастает с уменьшением высоты солнца. Формула Кастрова дает небольшие расхождения с данными наблюдений лишь при средней, наиболее часто наблюдаемой, степени прозрачности атмосферы. При высокой

прозрачности атмосферы формула Кастрова дает преуменьшенные величины S_m , при низкой прозрачности — преувеличенные.

Не дают удовлетворительного согласия с наблюдаемыми данными и более новые полуэмпирические формулы, например формула, предложенная Л. В. Гульницким [2],

$$S_m = a^{-m} S_0 p^m, \quad (3)$$

так как входящая в эту формулу «постоянная» a в действительности оказывается зависящей от прозрачности атмосферы. В формуле С. М. Козица [4]

$$S_m = S_0 \left(1 + \frac{m}{2}\right)^n p^m \quad (4)$$

оказывается зависящим от прозрачности атмосферы показатель степени n .

Для расчетов дневного хода радиации по формуле Махоткина [6]

$$S_m = 1,41 - 0,5 (S_m - 0,8)^3 - 1,11 \lg (mN) \quad (5)$$

требуется предварительно определить «индекс мутности» N . Кроме того, затрудняет вычисление и необходимость определения величины S_m из уравнения третьей степени.

Самая новая формула, выражающая дневной ход радиации, получена Х. Ю. Мюрком [7]

$$S_m = S_0 p_1^m m^{Bm}. \quad (6)$$

В эту формулу, кроме величины бугеровского коэффициента прозрачности p_1 , отнесенного к $m=1$, входит вторая характеристика прозрачности атмосферы B . Необходимость вычисления величины B значительно осложняет расчеты по формуле (6).

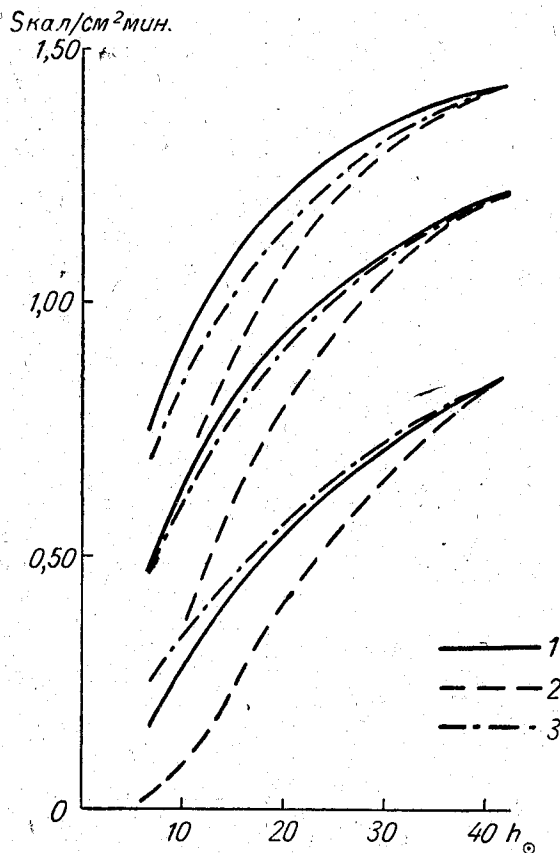


Рис. 1. Изменение интенсивности радиации с высотой солнца.
1 — по наблюдениям, 2 — по формуле Буге, 3 — по формуле Кастрова.

Таким образом, несмотря на большое количество формул, предложенных для представления дневного хода интенсивности радиации, задачу пока еще нельзя считать решенной.

Большое число наблюдений над интенсивностью радиации, произведенных при постоянных высотах солнца, позволяет чисто эмпирически установить зависимость между интенсивностью радиации, высотой солнца и прозрачностью атмосферы. Выражением такой зависимости может служить, например, табл. 1, взятая из ранее опубликованной работы автора [8]. В эту таблицу входят 2168 полных рядов или свыше 13000 отдельных измерений интенсивности радиации, производившихся в 8 пунктах СССР (Якутск, Иркутск, Саратов, Одесса, Евпатория, Карадаг, Владивосток и Ашхабад). Величины табл. 1 приведены к новой международной пиргелиметрической шкале 1956 г. путем увеличения первоначальных величин интенсивности на 1,5%. В таблицу включены также величины интенсивности при $h_{\odot} = 90^{\circ}$, полученные путем вычисления по интерполяционным формулам [8].

Таблица 1

Средние величины интенсивности прямой солнечной радиации в зависимости от высоты солнца и прозрачности атмосферы

P_1	Высота солнца над горизонтом (град.)							Число рядов наблюдений
	6,8	11,3	14,3	19,3	30,0	41,8	90	
0,565	0,16	0,30	0,39	0,52	0,70	0,85	1,08	17
0,633	0,24	0,42	0,52	0,65	0,84	1,00	1,21	83
0,675	0,34	0,53	0,65	0,78	0,96	1,10	1,29	340
0,733	0,47	0,68	0,79	0,92	1,10	1,22	1,40	1023
0,775	0,60	0,81	0,92	1,05	1,22	1,33	1,48	658
0,817	0,75	0,96	1,07	1,19	1,35	1,43	1,56	47
Идеальная атмосфера	1,19	1,34	1,42	1,50	1,60	1,66	1,73	—

Аналогичная, более детальная таблица была составлена М. С. Аверкиевым [1]. Данные обеих таблиц лишь незначительно различаются между собой, преимущественно при $h_{\odot} > 50^{\circ}$ вследствие различия в методике получения интерполированных величин интенсивности радиации при $h_{\odot} = 90^{\circ}$.

Опыт применения этих таблиц показал, что отраженные в них закономерности дневного хода радиации подтверждаются результатами наблюдений и в других пунктах земного шара, находящихся в самых разнообразных географических и климатических условиях. Поэтому таблицы, подобные табл. 1, могут рассматриваться как обобщение результатов наблюдений. Существенным недостатком табличной формы обобщения результатов является, однако, возможность влияния на числовые величины таблицы неучтенных факторов второстепенного значения или случайных ошибок. Значительные преимущества имеет аналитическое выражение исследуемой зависимости, позволяющее одной формулой представить все величины таблицы с удовлетворительной точностью.

Задачей настоящей работы и является получение такой формулы вида

$$S_h = F(h, p). \quad (7)$$

При определении функции вида $F(h, p)$ были выдвинуты следующие требования:

1) формула должна сохранять вид формулы Буге, справедливой для монохроматических потоков радиации;

2) входящая в формулу Буге величина p должна и в новой формуле сохранять значение коэффициента прозрачности, но постоянного по величине (при неизменном состоянии прозрачности атмосферы) и отнесенного к высоте солнца 90° , т. е. к относительной единице массы атмосферы. Другими словами, должно сохраняться равенство

$$p = p_1 = \frac{S_{90^\circ}}{S_0}; \quad (8)$$

3) формула не должна содержать никаких новых характеристик прозрачности атмосферы и никаких параметров, зависящих от состояния прозрачности атмосферы.

При соблюдении этих условий дневной ход интенсивности радиации должен выражаться формулой вида

$$S_h = S_0 p^M = S_0 \left(\frac{S_{90^\circ}}{S_0} \right)^M. \quad (9)$$

Входящий в эту формулу показатель степени M будет представлять уже не функцию Бемпорада

$$m = f(h) \approx \frac{1}{\sin h}, \quad (10)$$

а какую-то другую функцию высоты солнца, вид которой предстоит определить. В применении к дневному ходу интегрального потока радиации эту функцию можно рассматривать как уточнение функции Бемпорада. Из формулы (9) следует, что при $h=90^\circ$ функция M , как и функция Бемпорада, должна принимать значение $M=1$. Можно предположить, что функция M , подобно функции Бемпорада, должна иметь вид

$$M = \frac{1}{\varphi(\sin h)}. \quad (11)$$

Решающее значение для дальнейшего исследования имеет выяснение свойств функции M . Если окажется, что M не зависит от прозрачности атмосферы, то формулы (9) и (11) после установления вида функции $\varphi(\sin h)$ и дадут искомую, согласную с наблюдениями, зависимость между величинами S , h и p . В противном случае формула вида (9) не будет иметь никаких преимуществ по сравнению с ранее известными формулами и ее применение нельзя будет признать целесообразным.

Величина M может быть вычислена для каждого значения табл. 1. Путем логарифмирования обеих частей равенства (9) получаем

$$M = \frac{\lg S_h - \lg S_0}{\lg S_{90^\circ} - \lg S_0}. \quad (12)$$

Для дальнейшего исследования, однако, представлялось более удобным вычислить обратные величины

$$\frac{1}{M} = \varphi(\sin h) = \frac{\lg S_{90^\circ} - \lg S_0}{\lg S_h - \lg S_0}. \quad (13)$$

Вычисленные таким путем значения $\frac{1}{M}$ приводятся в табл. 2.

Данные этой таблицы показывают, что значения функции $\frac{1}{M}$ при одной и той же высоте солнца не обнаруживают каких-либо определенно

выраженных изменений во всем диапазоне возможных изменений прозрачности атмосферы — от идеальной до крайне пониженной. Можно поэтому считать значения $\frac{1}{M}$ действительно независимыми от прозрачности атмосферы. Отклонения вычисленных значений от средних для данной высоты солнца можно в таком случае рассматривать как отклонения, вызванные случайными причинами. В последней строке табл. 2 приводятся средние значения, характеризующие обобщенную зависимость $\frac{1}{M}$ от высоты солнца.

Остается установить вид функции $\frac{1}{M} = \varphi(\sin h)$, для чего можно воспользоваться наиболее простым (графическим) методом.

На рис. 2 представлены средние значений функции $\frac{1}{M}$ из табл. 2, нанесенные на график, по горизонтальной оси которого отложены синусы высот солнца. Точки графика располагаются почти точно на прямой линии и свидетельствуют о существовании отчетливо выраженной линейной зависимости между значениями функции $\frac{1}{M}$ и соответствующими значениями синуса высоты солнца

$$\frac{1}{M} = a \sin h + b. \quad (14)$$

Так как при $h=90^\circ$ на основании формулы (12) величина $\frac{1}{M}=1$, то из формулы (14) получаем $b=1-a$.

В среднем по данным табл. 2 $a=0,87$, $b=0,13$.

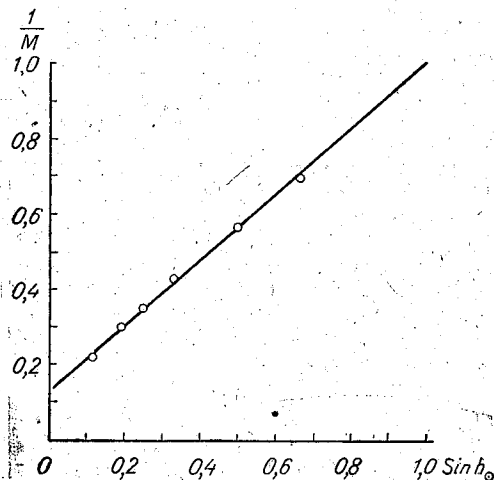


Рис. 2. Зависимость значений функции $\frac{1}{M}$ от синуса высоты солнца.

Таблица 2

Значения функции $\frac{1}{M}$ при различных высотах солнца и различной прозрачности атмосферы

p_1	Высота солнца над горизонтом (град.)					
	6,8	11,3	41,3	19,3	30,0	41,8
0,565	0,20	0,31	0,36	0,44	0,57	0,70
0,633	0,22	0,30	0,35	0,42	0,56	0,70
0,675	0,23	0,31	0,36	0,44	0,57	0,71
0,733	0,22	0,30	0,35	0,42	0,56	0,69
0,775	0,22	0,30	0,35	0,43	0,57	0,70
0,817	0,21	0,28	0,34	0,41	0,56	0,69
Идеальная атмосфера	0,21	0,28	0,33	0,41	0,56	0,71
Среднее	0,22	0,30	0,35	0,43	0,56	0,70

Следовательно,

$$M = \frac{1}{0,87 \sin h + 0,13}, \quad (15)$$

и для общего эмпирического выражения дневного хода интенсивности радиации получаем формулу

$$S_h = 1,91 (p)^{\frac{1}{0,87 \sin h + 0,13}}. \quad (16)$$

Так как численные значения постоянных a и b связаны с принятым значением солнечной постоянной $S_0 = 1,91$ кал, то в формуле (16) вместо буквенного обозначения S_0 подставлено числовое значение $S_0 = 1,91$.

Заменяя величину p отношением $\frac{S_{90^\circ}}{1,91}$, получаем другую форму той же зависимости

$$S_h = 1,91 \left(\frac{S_{90^\circ}}{1,91} \right)^{\frac{1}{0,87 \sin h + 0,13}}. \quad (17)$$

На основании формулы (16) для некоторой высоты солнца h_1 можем написать

$$S_{h_1} = 1,91 (p)^{\frac{1}{0,87 \sin h_1 + 0,13}} \quad (18)$$

и для другой высоты солнца h_2 получаем

$$S_{h_2} = 1,91 (p)^{\frac{1}{0,87 \sin h_2 + 0,13}}. \quad (19)$$

Исключив из (18) и (19) величину p , получим наиболее общую формулу дневного хода интенсивности прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность

$$S_{h_2} = 1,91 \left(\frac{S_{h_1}}{1,91} \right)^{\frac{\sin h_1 + 0,15}{\sin h_2 + 0,15}}. \quad (20)$$

Эта формула позволяет вычислить интенсивность радиации при любой высоте солнца h_2 по величине интенсивности, измеренной при другой высоте солнца h_1 при условии одинаковой прозрачности атмосферы в обоих случаях.

Если за величину солнечной постоянной принять не $S_0 = 1,91$ (ранее принимавшееся значение, приведенное к новой пиргелиметрической шкале 1956 г.), а какое-либо иное значение, то величины постоянных a и b также изменятся. Так, для $S_0 = 1,80$ кал получается значение $a = 0,93$. При $S_0 = 2,00$ кал $a = 0,82$. Однако дневной ход радиации, вычисляемый по формуле (20) с измененными значениями S_0 и $\frac{b}{a}$,

остается прежним. В формулу (20) не входят никакие параметры или постоянные локального характера. Ее эмпирический характер обнаруживается только наличием постоянного для всех условий параметра 0,15 в числителе и знаменателе показателя степени.

На рис. 3 представлен дневной ход интенсивности радиации, рассчитанный по формуле (17) и по величинам S_{90° , приведенным в табл. 1. График свидетельствует о том, что формула (17) представляет дневной ход радиации в очень удовлетворительном согласии с результатами наблюдений и оказывается справедливой при любой степени прозрачности атмосферы.

Таковыми же свойствами, очевидно, должен обладать и другой вариант установленной зависимости — формула (20).

Необходимо упомянуть еще о пределах применимости формул (17) и (20) при малых высотах солнца. Дело в том, что функция M лишь

в первом приближении выражается формулой (15) и это приближение оказывается удовлетворительно точным только для высот солнца, превышающих 10° . При меньших высотах солнца интенсивность радиации, вычисленная по формулам (17) и (20), оказывается преувеличенной. Для получения близких к действительным величин интенсивности в таких случаях лучше применять графическую интерполяцию от значений S_{10° , вычисленных по формулам, до $S_0 = 0$.

Может возникнуть вопрос о физическом значении функции M . Так как она является показателем степени в формуле Буге, то входит в качестве постоянного коэффициента в дифференциальное уравнение, из которого получается формула Буге

$$dS = -aSdM, \quad (20a)$$

где a — коэффициент ослабления интегрального потока радиации атмосферой, а M играет роль величины, пропорционально которой изменяется интенсивность радиации при постоянном значении a . Отсюда следует, что величина M может рассматриваться как физическая длина пути лучей, за единицу которой принята длина пути по вертикальному направлению от границы атмосферы до поверхности земли (так как при $h=90^\circ$, $M=1$). Функция Бемпорада m представляет геометрическую длину пути солнечных лучей в атмосфере. Между значениями функций m и M имеет место следующее соотношение:

$m =$	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00	6,00	8,00	10,00
$M =$	1,00	1,77	2,38	2,90	3,33	3,70	4,35	4,76

Расхождение между величинами m и M отражает установленный из наблюдений факт, что для интегрального потока радиации ослабление при прохождении его через атмосферу не пропорционально геометрической длине пути, а происходит значительно медленнее. Это отсутствие пропорциональности является следствием селективности ослабления интегрального потока радиации в первую очередь за счет поглощения водяными парами.

Установленные закономерности дневного хода радиации могут быть применены в актинометрии для различных целей.

1. Для вычисления величин радиации при любых высотах солнца по величинам, измеренным при других высотах солнца, т. е. для расчета дневного хода. В этом случае наиболее целесообразно использовать формулу (20). Эта формула может быть применена и для пунктов, находящихся на значительной высоте над уровнем моря. Об этом свидетельствует хорошее согласие данных, вычисленных по

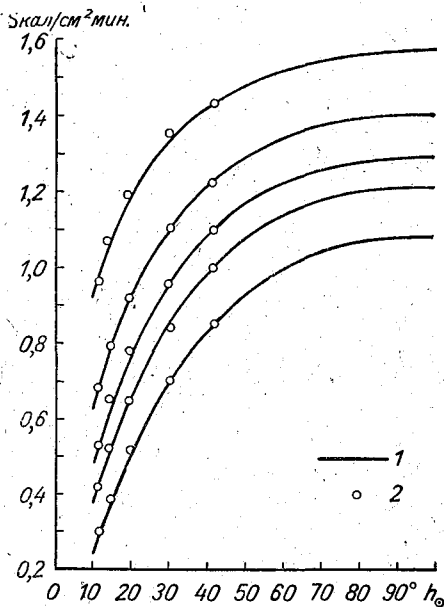


Рис. 3. Изменение интенсивности радиации с высотой солнца по формуле (17) и по наблюдениям.

1 — по формуле (17), 2 — фактические данные (по табл. 1).

формуле, с результатами наблюдений Ш. М. Чхаидзе на горе Канобили в Грузии на высоте 1600 м над ур. моря.

2. Для вычисления величин радиации, приведенных к какой-либо определенной высоте солнца, например к $h=90^\circ$ ($m=1$) или к $h=30^\circ$ ($m=2$).

Для приведения к $h=90^\circ$ в формуле (20) необходимо принять $S_{h_2}=S_{90^\circ}$ и $\sin h_2=1$.

Тогда

$$S_{90^\circ} = 1,91 \left(\frac{S_h}{1,91} \right)^{\frac{\sin h + 0,15}{1,15}} \quad (21)$$

Для приведения к $h=30^\circ$ следует принять $\sin h_2=0,5$.

$$S_{30^\circ} = 1,91 \left(\frac{S_h}{1,91} \right)^{\frac{\sin h + 0,15}{0,65}} \quad (22)$$

По приведенным к постоянной высоте солнца величинам S после введения поправки к ним на среднее расстояние между землей и солнцем могут быть вычислены любые характеристики прозрачности атмосферы (коэффициент прозрачности, фактор мутности и др.).

Следует иметь в виду, что по формулам (21) и (22) получаются величины интенсивности, приведенные к одной и той же высоте солнца, соответствующие целому числу относительных масс атмосферы m_r , которое можно считать совпадающим с абсолютным только для пунктов, расположенных на небольшой высоте над уровнем моря. Если надо получить сравнимые характеристики прозрачности атмосферы для пунктов, значительно различающихся по высоте, то сравниваемые величины должны быть приведены к одинаковому числу абсолютных масс атмосферы m_a ($m_a = m_r \frac{b}{b_0}$, где b и b_0 — соответственно атмосферное давление на месте и в момент измерения радиации и нормальное давление).

Применение изложенного метода к результатам измерений радиации во время Международного геофизического года позволит получить вполне сравнимые характеристики прозрачности атмосферы и из наблюдений при меняющихся высотах солнца, т. е. по обычной программе сети станций СССР.

3. Интересно отметить, что формула (16) может быть применена для вычисления величины солнечной постоянной. В нее входят три величины, не измеряемые непосредственно: S_0 , p и a . Если имеются результаты измерений интенсивности радиации при трех различных высотах солнца h_1 , h_2 и h_3 , то, подставив измеренные величины в формулу (16), получим систему из трех уравнений с тремя неизвестными, из которых можно определить величину S_0 .

Логарифмируя обе части этих уравнений и исключив из них неизвестные p и a , для определения величины солнечной постоянной получаем уравнение

$$\lg S_0 = \frac{\sum_{n=1}^{n=3} [\sin h_n (\lg S_{h_{n-1}} - \lg S_{h_{n-2}}) \lg S_{h_n}]}{\sum_{n=1}^{n=3} [\sin h_n (\lg S_{h_{n-1}} - \lg S_{h_{n-2}})]} \quad (23)$$

В этой формуле n принимает значение от 1 до 3. При $n=1$ нужно считать $h_{n-1}=h_3$ и $h_{n-2}=h_2$, при $n=2$ $h_{n-1}=h_1$ и $h_{n-2}=h_3$.

Для вычислений по этой формуле значения S_h должны быть определены с точностью не менее 0,001 кал, что можно получить только в среднем из очень большого числа измерений. Для этого можно, например, осреднить данные табл. 1. При вычислении взвешенных средних получаем:

при $h_1 = 41,8^\circ$	$S_{h_1} = 1,227$ кал.
„ $h_2 = 30,0$	$S_{h_2} = 1,109$ „
„ $h_3 = 19,3$	$S_{h_3} = 0,931$ „

При подстановке этих значений в формулу (23) получается величина солнечной постоянной $S_0 = 1,82$ кал/см²мин.

Эта величина, на первый взгляд, представляется слишком низкой. Однако необходимо принять во внимание, что по измерениям радиации у земной поверхности принципиально невозможно учесть поглощение в ультрафиолетовой (при $\lambda < 0,35 \mu$) и инфракрасной (для $\lambda > 2,4 \mu$) частях спектра. Другими словами, из таких измерений может быть получена только величина солнечной постоянной без учета поправок в ультрафиолетовой и инфракрасной частях спектра. Эта величина по определению Смитсоновского института составляет по новой международной шкале 1956 г. 1,864 кал; почти ту же величину (1,855 кал) получил Николе [4].

В 1952 г. Георги [10] предложил для расчета радиационных потоков у земной поверхности пользоваться величиной солнечной постоянной без поправок на поглощение ультрафиолетовой и инфракрасной радиации в верхних слоях атмосферы. Эту величину Георги назвал «метеорологической солнечной постоянной» и ее числовое значение принял равным 1,80 кал/см². Можно считать, что формула (23) позволяет вычислить именно величину «метеорологической солнечной постоянной». Определенное по формуле (23) значение этой постоянной заключено между величинами, полученными Георги и Николе, что вряд ли можно рассматривать как простое совпадение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев М. С. О возможности определения переводного множителя актинометра без сравнения с эталонным прибором. Вестник МГУ, № 10. 1955.
2. Гульницкий Л. В. Рациональная методика определения элементов радиационного баланса атмосферы. Алма-Ата. 1949.
3. Кастров В. Г. Об основной актинометрической формуле. Метеор. вестник. № 7. 1928.
4. Козик С. М. О характеристике прозрачности атмосферы по измерениям прямой солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 5, 1948.
5. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеониздат. 1954.
6. Махоткин Л. Г. Прямая радиация и прозрачность атмосферы. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 5. 1957.
7. Мюрк Х. Ю. О новой формуле интенсивности излучения и о новых характеристиках прозрачности атмосферы. Исследования по физике атмосферы. Институт физики и астрономии АН ЭССР, вып. 1. Тарту. 1959.
8. Сивков С. И. Общий метод приведения интенсивности солнечной радиации к определенному числу масс атмосферы. Труды ГГО, вып. 14(76). 1949.
9. Чхайдзе Ш. М. К вопросу о приведении коэффициентов прозрачности к единичной массе. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6. 1952.
10. Georgi J. Solarkonstante und meteorologische Strahlungsmessungen. Annal. d. Meteorol., Bd. 5, H. 3—5. 1952.

КОЭФФИЦИЕНТ ПРОЗРАЧНОСТИ В АНТАРКТИДЕ

В статье приводятся коэффициенты прозрачности атмосферы, полученные из наблюдений над прямой радиацией во время антарктических экспедиций. Излагается способ вычисления коэффициента прозрачности с использованием формулы С. И. Сивкова.

В настоящей работе приводятся характеристики прозрачности атмосферы по результатам актинометрических наблюдений в Антарктиде на станциях Мирный, Пионерская, Комсомольская и Восток (Вторая и Третья континентальные экспедиции 1956—1958 гг.).

Вычисление коэффициента прозрачности производилось по известной формуле Буге с использованием прямой солнечной радиации, приведенной к единичной массе (или к высоте солнца 90°),

$$S_{90^\circ} = S_0 p, \quad (1)$$

где S_{90° — измеренная интенсивность солнечной радиации, S_0 — солнечная постоянная, p — коэффициент прозрачности.

Приведение к единичной массе производилось по эмпирической формуле С. И. Сивкова, связывающей интенсивность прямой радиации, высоту солнца и прозрачность атмосферы (1),

$$S_h = 1,91 \left(\frac{S_{90^\circ}}{1,91} \right)^{\frac{1}{0,87 \sin h_\odot + 0,13}} \quad (2)$$

Прежде всего остановимся на методике расчета коэффициента прозрачности. Из материала наблюдений выбирались значения интенсивности прямой солнечной радиации S при условии безоблачного неба, а также при отметке диска солнца $\odot^2$. К полученным величинам вводились поправки на приведение к среднему расстоянию до солнца. Исправленные величины S_h приведены к единичной массе атмосферы (относительная масса). Приведение к единичной массе производилось по вышеуказанной формуле (2). Для удобства и быстроты работы мы воспользовались графиком Сивкова (рис. 1).

График построен для значения солнечной постоянной $S_0 = 1,91$ кал/см²мин. (международная пиргелиометрическая шкала 1956 г.).

По оси ординат на графике откладываются значения прямой солнечной радиации S_h с учетом поправки на среднее расстояние до солнца. По оси абсцисс отложена высота солнца $h_\odot$.

Система кривых линий выражает зависимость, определяемую формулой (2). При пользовании графиком результаты каждого измерения наносят на график по соответствующим величинам S_h и $h_{\odot}$. Полученные точки дают возможность определить величину прямой радиации S_{90° , приведенную к высоте солнца 90° (или к единичной массе). При этом целые и десятые доли калории отсчитываются по ближайшей снизу кривой. Сотые доли калории определяются на глаз по положению точки между ближайшими кривыми.

Для получения коэффициента прозрачности p_1 снятые с графика значения S_{90° делятся на величину *солнечной постоянной 1,91. Таким

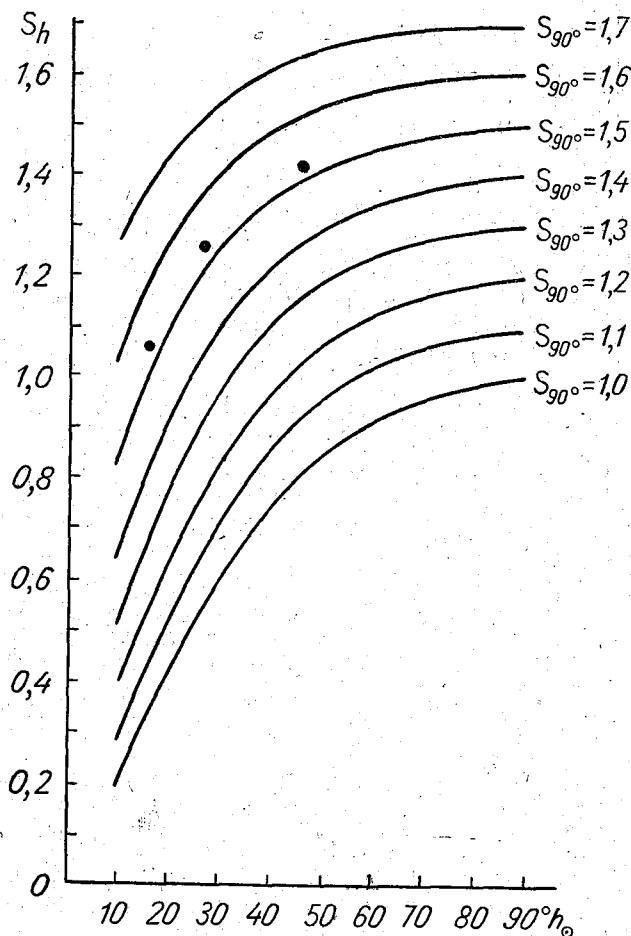


Рис. 1. График для приведения значений прямой радиации (кал/см²мин.) к единичной массе.

образом, можно определить коэффициент прозрачности по одному сроку наблюдений и средний коэффициент прозрачности за день из измерений в несколько сроков.

Пример расчета. 7 декабря 1956 г. на станции Мирный были сделаны измерения прямой солнечной радиации в три срока.

На рис. 1' точками нанесены вышеуказанные значения прямой радиации, приведенной к единичной массе. Снятые с графика величины

равны 1,53. Обычно для определения среднего значения p_1 за день приходится делать осреднение величин на графике. В данном примере во все сроки измерения получены величины $S_{90} = 1,53$, что свидетельствует об устойчивой прозрачности атмосферы в этот день.

Таблица 1

Истинное время		Высота солнца $h_{\odot}$	Прямая солнечная радиация S	Поправка при- ведения к сред- нему расстоя- нию от солнца	S исправ- ленная
часы	минуты				
6	54	26,5	1,29	—4	1,25
12	46	45,8	1,45	—4	1,41
18	54	16,0	1,08	—3	1,05

Для получения коэффициента прозрачности в данном примере делим 1,53 на 1,91 и получаем $p_1 = 0,800$.

При вычислении коэффициента прозрачности в пунктах Пионерская, Комсомольская и Восток, расположенных на значительной высоте над уровнем моря, при приведении прямой солнечной радиации бралась не относительная масса (как для Мирного), а абсолютная:

$$m_a = m_r \frac{b}{b_0}, \quad (3)$$

m_a — абсолютная масса, m_r — относительная масса, b — давление в момент измерения, b_0 — нормальное давление на уровне моря.

Поскольку давление на уровне моря для внутриматериковых станций с помощью обычной барометрической формулы получить нельзя, мы в своих расчетах приняли $b_0 = 1000$ мб. Тогда для станций Пионерская ($H = 2700$ м, $b = 690$ мб), Комсомольская ($H = 3540$ м, $b = 624$ мб) и Восток ($H = 3420$ м, $b = 624$ мб) абсолютная единица массы m_a атмосферы будет соответствовать 0,69 (Пионерская) и 0,62 (Комсомольская и Восток).

Так как коэффициент прозрачности уменьшается с возрастанием числа масс, а изменение его в промежутке от 0,5 до 1,0 масс невелико, то поправки для перевода от $m_a = 0,69$ и $m_a = 0,62$ к величине $m_a = 1,0$ положительны по величине и изменяют лишь третью значащую цифру величины коэффициента прозрачности.

Величины поправок взяты по данным работы Сивкова [2].

В табл. 2 приведены значения коэффициентов прозрачности по станциям Мирный, Пионерская, Комсомольская и Восток.

Осредненные величины коэффициентов по месяцам приведены в табл. 3.

Из табл. 2 и 3 следует, что коэффициент прозрачности в Антарктиде колеблется в пределах 0,80—0,90. Особенно высокая прозрачность отмечалась на внутриматериковых станциях Комсомольская и Восток (0,88—0,90). На станции Мирный коэффициенты прозрачности меньше (0,80—0,85) и сравнимы с величинами прозрачности, наблюдаемыми в полярных широтах Северного полушария.

Таблица 2

Дата	p_1	Дата	p_1	Дата	p_1	Дата	p_1
------	-------	------	-------	------	-------	------	-------

Мирный ($\varphi = 66^{\circ}33'$, $\lambda = 93^{\circ}01'$)

19/III 1956 г.	0,832	14/XI	0,801	15/XII	0,775	22/I	0,806
6/X	0,853	19/XI	0,801	17/XII	0,800	24/I	0,800
13/X	0,806	21/XI	0,816	24/XII	0,795	25/I	0,795
19/X	0,806	2/XII	0,785	29/XII	0,806	10/II	0,827
25/X	0,811	3/XII	0,800	31/XII	0,811	11/II	0,847
26/X	0,795	6/XII	0,795	12/I 1957 г.	0,800	12/II	0,837
30/X	0,822	7/XII	0,795	13/I	0,811	15/II	0,827
10/XI	0,816	8/XII	0,785	14/I	0,785	19/II	0,827

Дата	p_1	Поправка на давление	p_1	Дата	p_1	Поправка на давление	p_1
------	-------	-------------------------	-------	------	-------	-------------------------	-------

Пионерская ($\varphi = 69^{\circ}44'$, $\lambda = 95^{\circ}30'$)

7/X 1956 г.	0,811	0,005	0,816	9/XII	0,806	0,005	0,811
8/X	0,796	0,005	0,801	20/XII	0,810	0,005	0,815
25/X	0,760	0,005	0,765	28/XII	0,833	0,005	0,838
28/X	0,821	0,005	0,826	29/XII	0,843	0,004	0,847
31/X	0,755	0,006	0,761	30/XII	0,828	0,005	0,833
27/XI	0,827	0,005	0,832	12/I 1957 г.	0,833	0,005	0,838
1/XII	0,874	0,004	0,878	13/I	0,859	0,004	0,863
2/XII	0,854	0,004	0,858	20/I	0,838	0,005	0,843
3/XII	0,806	0,005	0,811	25/I	0,854	0,004	0,858
6/XII	0,843	0,004	0,847	28/I	0,828	0,005	0,833
7/XII	0,838	0,005	0,843	31/I	0,838	0,005	0,843
8/XII	0,832	0,005	0,837				

Комсомольская ($\varphi = 74^{\circ}05'$, $\lambda = 97^{\circ}29'$)

22/I 1958 г.	0,854	0,005	0,859	2/X	0,903	0,003	0,906
24/I	0,880	0,004	0,884	10/X	0,903	0,003	0,906
25/I	0,864	0,004	0,868	21/X	0,885	0,004	0,889
26/I	0,870	0,004	0,874	28/X	0,885	0,004	0,889
3/II	0,874	0,004	0,878	20/XI	0,895	0,004	0,899
6/II	0,859	0,004	0,863	16/XII	0,890	0,004	0,894
15/II	0,880	0,004	0,884	17/XII	0,875	0,004	0,879
25/II	0,874	0,004	0,878	18/XII	0,880	0,004	0,884
26/II	0,870	0,004	0,874	24/XII	0,880	0,004	0,884
28/II	0,870	0,004	0,874	25/XII	0,875	0,004	0,879
1/III	0,865	0,004	0,869	26/XII	0,875	0,004	0,879
9/III	0,865	0,004	0,869	28/XII	0,875	0,004	0,879

Восток ($\varphi = 78^{\circ}27'$, $\lambda = 106^{\circ}52'$)

5/I 1958 г.	0,812	0,007	0,819	22/III	0,800	0,007	0,807
6/I	0,805	0,007	0,812	12/X	0,885	0,004	0,889
10/I	0,796	0,007	0,803	13/X	0,864	0,004	0,868
11/I	0,795	0,008	0,803	14/X	0,875	0,004	0,879
20/I	0,790	0,008	0,798	20/X	0,875	0,004	0,879
21/I	0,790	0,008	0,798	31/X	0,875	0,004	0,879
23/I	0,800	0,007	0,807	7/XI	0,880	0,004	0,884
24/I	0,800	0,007	0,807	22/XI	0,875	0,004	0,879
25/I	0,790	0,008	0,798	24/XI	0,860	0,004	0,864
5/II	0,800	0,007	0,807	26/XI	0,864	0,004	0,868
6/II	0,800	0,007	0,807	29/XI	0,864	0,004	0,868
8/II	0,812	0,007	0,819	30/XI	0,875	0,004	0,879
12/II	0,812	0,007	0,819	2/XII	0,880	0,004	0,884
14/II	0,812	0,007	0,819	23/XII	0,880	0,004	0,884
15/II	0,812	0,007	0,819	26/XII	0,880	0,004	0,884

Таблица 3

Коэффициент прозрачности в Антарктиде

Станция и число случаев	I	II	III	X	XI	XII
Мирный, 1956, 1957 гг. (I—II) . .	0,800	0,833	0,832	0,816	0,808	0,795
Число случаев	6	5	1	6	4	10
Пионерская, 1956, 1957 гг. (I) . .	0,846	—	—	0,794	0,832	0,838
Число случаев	6			5	1	11
Комсомольская, 1958 г.	0,870	0,875	0,869	0,898	0,899	0,883
Число случаев	4	6	2	4	1	7
Восток, 1958 г.	0,805	0,815	0,807	0,879	0,874	0,884
Число случаев	9	6	1	5	6	3

ЛИТЕРАТУРА

1. Сивков С. И. Обобщение эмпирических зависимостей между интенсивностью радиации, высотой солнца и прозрачностью атмосферы (см. данный сборник).
2. Сивков С. И. Сопоставление и критика различных методов приведения коэффициентов прозрачности атмосферы к единичной массе. Труды ГГО, вып. 14(76). 1949.

