

А.П. Волошина

Справочное пособие
по гляциометеорологии

Москва
2006

Пособие предназначено для студентов-гляциологов и широкого круга географов, которых интересуют метеорологические процессы, происходящие на ледниках. В работе использованы результаты многолетних исследований автора и других гляциологов на ледниках Кавказа, Полярного Урала, Алтая, Тянь-Шаня и Памира. Пособие построено по типу толкового словаря: каждый из его разделов может рассматриваться отдельно от других, а некоторые вопросы излагаются повторно.

Содержание

1. Радиационный баланс	4
2. Прямая солнечная радиация	5
3. Коэффициент прозрачности атмосферы	6
4. Инсоляция наклонных поверхностей	7
5. Рассеянная и суммарная солнечная радиация	8
6. Проникновение солнечной радиации в снег и лед	10
7. Альбедо	11
8. Влияние летних снегопадов на абляцию ледников	16
9. Баланс коротковолновой радиации	17
10. Эффективное излучение	18
11. Структура радиационного баланса ледниковой поверхности	20
12. Расчет компонентов радиационного баланса всей поверхности ледника	24
13. Таяние льда под моренным покровом	28
14. Уравнение теплового баланса поверхностного слоя ледника	28
15. Основные понятия теории турбулентности.	30
16. Формирование приледниковой температурной инверсии	32
17. Особенности турбулентного тепло- и влагообмена на ледниках	33
18. Испарение и конденсация на ледниках (результаты прямых измерений)	37
19. Определение турбулентных компонентов теплового баланса на основе наблюдений за таянием ледника и расчета радиационного баланса	40
20. Структура теплового баланса поверхности ледника	45
21. Температура воздуха и таяние ледников	49
22. Температурный скачок	56
23. Связи между метеорологическими и гляциологическими параметрами	59

1. Радиационный баланс

В большинстве географических районов земного шара, а особенно – в умеренных и субтропических широтах, абляция ледников осуществляется главным образом благодаря притоку радиационного тепла. Обычно рассматривают радиационный баланс деятельной поверхности. Поскольку снег и лед представляют собой полупрозрачную среду для коротковолновой энергии Солнца, понятие радиационного баланса ледниковой поверхности условное.

Уравнение радиационного баланса B имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} B &= S_z + D - R_k - E_n + E_a = Q - R_k + B_\partial = B_k + B_\partial; \\ Q &= S_z + D; \quad B_k = Q - R_k = Q(1-A); \quad B_\partial = E_n - E_a = -E_{эф}. \end{aligned}$$

Здесь S_z – прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность; D – рассеянная (диффузная) радиация; Q и R_k – суммарная и отраженная радиация; E_n и E_a – длинноволновое излучение поверхности и атмосферы; B_k и B_∂ – баланс коротковолновой и длинноволновой радиации соответственно; A – альбедо.

Будучи итоговой характеристикой прихода–расхода всех видов радиационного тепла на поверхности ледника, радиационный баланс может иметь положительное, отрицательное или нулевое значение (в отличие от теплового баланса, который всегда равен нулю). В числовом выражении радиационный баланс можно представить по-разному:

- а) как величину радиационных потоков, направленных к подстилающей поверхности и от нее;
- б) как сумму коротко- и длинноволновых компонентов;
- в) как количество радиационного тепла за день и за ночь (определяемое восходом и заходом Солнца), а также в целом за сутки.

В гляциологических изданиях эти данные представлены по-разному, что затрудняет сопоставление результатов, полученных на отдельных ледниках.

Характерные величины радиационного баланса и его составляющих приводятся в разделе «*Структура радиационного баланса*».

2. *Прямая солнечная радиация*

Прямая солнечная радиация S имеет сложный спектральный состав, она включает в себя ряд элементарных монохроматических потоков, соответствующих разным длинам электромагнитных волн. На верхней границе атмосферы примерно 7% всей энергии приходится на ультрафиолетовую часть спектра (от 0,1 до 0,4 мкм), 48% – на видимую часть (от 0,4 до 0,76 мкм) и 45% – на инфракрасную (от 0,76 до 2 мкм). Максимум излучения приходится на длину волны 0,48 мкм.

Величина S измеряется обычно с помощью актиометра на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам. При расчете радиационного баланса прямую солнечную радиацию получают на горизонтальную поверхность:

$$S_2 = S \times \sin h_c , \quad \text{где } h_c \text{ – высота Солнца.}$$

Интенсивность S при ясном небе (т.е. открытом солнечном диске) зависит от высоты Солнца (толщи атмосферы, которую проходят солнечные лучи) и степени прозрачности воздуха, которая определяется в основном количеством пыли, водяных паров, а также молекулярным рассеянием. Одним из показателей, характеризующих условия притока S , может служить *коэффициент прозрачности*.

На горных ледниках приток S существенно зависит от закрытости горизонта горными хребтами. Поэтому в области абляции ледников продолжительность солнечного облучения летом сокращается во многих случаях на 2–3 часа в утреннее и вечернее время суток, что соответствует уменьшению дневных сумм S на 10–15%.

Максимальные значения S , измеренные на высокогорных ледниках Кавказа, Тянь-Шаня и Памиро-Алая, достигают 1,6–1,7 кал/см² мин (1,12–1,19 кВт/м²). Эти величины примерно на 15–20% больше, чем на равнине.

Вертикальный градиент прямой солнечной радиации в высокогорье (выше 3500 м) в дни с большой прозрачностью воздуха составляет 0,03–0,05 кал/см² мин на 1000 м, а при ухудшении погоды он может возрастать до 0,10 кал/см² мин.

3. Коэффициент прозрачности атмосферы

Прозрачность атмосферы для прямой солнечной радиации можно характеризовать с помощью коэффициента прозрачности p_2 . Одним из способов его определения служит формула:

$$p^m = \frac{S_m}{S_o}$$

где m – число оптических масс атмосферы (толща атмосферы, равная единице, если Солнце находится в зените, т.е. его высота составляет 90°); S_o – солнечная постоянная, т.е. прямая солнечная радиация на верхней границе атмосферы. Средняя величина S_o , определявшаяся в разные годы, находится в пределах $1,88 - 1,98$ кал/см² мин (или $1312 - 1382$ Вт/м²). Для сопоставимости значений p его рассчитывают обычно при $m = 2$, соответствующей высоте Солнца 30° .

Общий коэффициент прозрачности p можно представить как произведение коэффициентов прозрачности идеальной атмосферы p_b , зависящего лишь от молекулярного рассеяния и поглощения при давлении воздуха b , и коэффициентов прозрачности водяного пара q_w и пыли q_d :

$$p = p_b q_w q_d = p_b q_{wd}$$

В горно-ледниковых районах наиболее высокие значения p_2 были получены на седловине Эльбруса (5300 м абс., $b = 525$ мб):

а) при максимальном значении p_2

$$0,932 = 0,946 q_{wd} \quad q_{wd} = 0,985$$

б) при минимальном значении p_2

$$0,900 = 0,946 q_{wd} \quad q_{wd} = 0,951,$$

где $0,946$ – величина коэффициента прозрачности идеальной (чистой) атмосферы при давлении воздуха 525 мб, q_{wd} – коэффициент прозрачности всех помутняющих примесей. Эти данные показывают, что на высотах более 5000 м замутненность атмосферы ничтожно мала, и основную роль в ослаблении солнечной радиации играет молекулярное рассеяние и поглощение. Летом в высокогорных райо-

нах максимальные величины p_2 составляют 0,850 и более, в то время как на равнине – около 0,750.

Коэффициент прозрачности характеризуется суточным и сезонным ходом, наибольшие значения этого параметра отмечаются в утренние часы, после чего p_2 снижается на 3–5%. В годовом ходе его максимум зафиксирован в зимние месяцы. Различия между зимними и летними значениями достигают 5–10%.

4. Инсоляция наклонных поверхностей

В условиях горных ледников прямая солнечная радиация поступает в основном не на горизонтальную поверхность, а на склоны разной экспозиции (имеется в виду как мезо-, так и микрорельеф ледника). Склоновый коэффициент, т.е. отношение радиации, приходящей на поверхность данной ориентации и крутизны S_c , к ее величине на горизонтальную поверхность S_2 , зависит от географической широты (и соответствующей ей высоты Солнца) и даты:

$$K_c = S_c / S_2$$

$$h_{c,nd} = 90^\circ - \gamma + \delta,$$

где $h_{c,nd}$ – высота Солнца в полдень, γ – географическая широта, δ – склонение Солнца (максимум $23,4^\circ$ с 16 по 26 июня).

Относительные различия в притоке прямой солнечной радиации к горизонтальной и наклонной поверхности на ледниках Памира и Полярного Урала можно видеть, сравнивая данные таблицы 1. Значения S_c / S_2 получены расчетным путем для условий полностью открытого горизонта.

Результаты расчетов, приведенные в табл. 1, показывают, что на ледниках Памира горизонтальная поверхность, по сравнению со склонами любой экспозиции, получает наибольшее количество тепла коротковолновой радиации. В условиях малооблачного лета эта особенность радиационного режима способствует увеличению абляции верхних частей ледяных холмов, расширению площади таких зон и тем самым обеспечивает дополнительный приток тепла.

Таблица 1

Относительный приток прямой солнечной радиации за день
на склоны разной ориентации и крутизны S_c / S_z
при максимальном склонении Солнца

Угол наклона, град.	Ориентация склонов			
	С	В	Ю	З
	Памир, 38° с.ш.			
10	0,92	0,98	0,99	0,98
20	0,86	0,94	0,96	0,94
30	0,76	0,88	0,92	0,88
	Полярный Урал, 67° с.ш.			
10	0,87	1,01	1,17	1,01
20	0,70	1,03	1,35	1,03
30	0,56	1,08	1,56	1,08

На некоторых ледниках низких широт (например, Восточный Памир, 5100 м) при определенных условиях погоды (отрицательная температура воздуха, значительное испарение) избирательная инсоляция горизонтальной и наклонной поверхностей способствует образованию своеобразных форм микрорельефа – «кающихся».

В высоких широтах, как видно из табл. 1, инсоляция северных и южных склонов очень различается. При крутизне склона 30° величина K_c равняется соответственно 0,56 и 1,56, т.е. поступление S_c за день на южные склоны почти в 3 раза больше, чем на северные. Эта особенность притока солнечной радиации может способствовать увеличению изрезанности микро- и мезорельефа ледниковой поверхности, но лишь в условиях малооблачной погоды и преобладания радиационного таяния (на Полярном Урале такая погода наблюдается редко).

5. Рассеянная и суммарная солнечная радиация

Поток прямой солнечной радиации, проходя через толщу атмосферы, частично рассеивается и поглощается как молекулами воздуха, так и более крупными частицами пыли, водяного пара и др.

На высокогорных ледниках интенсивность рассеянной радиации при безоблачном небе D_0 почти вдвое меньше, чем на равнине, благодаря большой прозрачности атмосферы и частичной закрытости небосвода горами. Около полудня она составляет 0,10–0,12 кал/см²мин, или 70–84 Вт/м². Если склоны долины, обращенные к леднику, заснежены, D_0 возрастает примерно в 1,5 раза.

Наибольшее рассеяние солнечной радиации происходит при наличии облаков вертикального развития – кучевых разных форм (*Cu fr*, *Cu hum*, *Cu med*, *Cu cong*), характерных для высокогорных районов в летний период. При облачности в 5–6 баллов и открытом (не затененном облаками) солнечном диске диффузная радиация возрастает до 0,5–0,7 кал/см²мин, или 350–490 Вт/м², т.е. в 5–6 раз по сравнению с ее значениями при безоблачном небе. Примерно такие же величины D наблюдаются и при пасмурной погоде.

Очевидно, что приток суммарной солнечной радиации на поверхность ледников определяется теми же факторами, что и прямой S_2 и рассеянной, т.е. прозрачностью воздуха, закрытостью горизонта, характером окружающих склонов и облачностью. Но их относительная роль различна, и некоторые из этих факторов влияют на S_2 и D в противоположном направлении. Характерные величины рассеянной D и суммарной Q радиации для разных типов погоды, измеренные летом в отдельных горно-ледниковых районах, приводятся в таблице 2.

Таблица 2

Средние дневные значения рассеянной D и суммарной Q солнечной радиации в разных ледниковых районах по типам погоды, кал/см²

Ледник, район	Солнечная радиация	Тип погоды*			
		A	K_1	K_2	Φ
Марух, Западный Кавказ	D	80	165	265	180
	Q	735	630	365	200
Туюксу, Заилийский Алатау	D	125	215	240	210
	Q	690	560	405	225
Медвежий, Западный Памир	D	75	180	265	265
	Q	705	705	560	400

*Типы погоды: A – антициклональный, общая облачность 0–2 балла;
 K_1 – конвективный без осадков, общая облачность 3–5 баллов;
 K_2 – конвективный с осадками, общая облачность 6–8 баллов;

Φ – фронтальный, общая облачность 9–10 баллов.

6. Проникновение солнечной радиации в снег и лед

По отношению к коротковолновой радиации снег и лед являются полупрозрачной средой. Проникновение солнечной энергии в видимой части спектра на определенную глубину зависит от плотности, структуры, степени загрязненности и увлажнения, высоты Солнца, условий погоды и других факторов.

Поскольку перечисленные условия проникновения и рассеяния солнечной радиации сильно различаются даже на небольшом расстоянии (в основном, из-за разной структуры и увлажненности), практически невозможно получить количественные показатели, характерные для определенного типа поверхности и сопоставимые для разных ледников.

Ниже приводятся некоторые данные, полученные на отдельных ледниках.

1. Ледник МГУ (Полярный Урал), чистый лед, альbedo 0,40, полдень.

Радиация, проникшая на разную глубину (% от всей поглощенной)

Глубина, см	Условия погоды		
	ясная	переменная	пасмурная
5	47	54	75
10	21	37	58
20	13	24	42
50	7	8	16

Приведенные данные показывают, что наименее прозрачен верхний пятисантиметровый слой, особенно в ясную погоду. При пасмурном небе, когда интенсивность таяния и увлажнения верхнего слоя меньше, относительная проницаемость льда для коротковолновой радиации возрастает.

2. Ледник Федченко, (Памир), 4000 м, свежий снег, альbedo 0,57.

Радиация, проникшая на разную глубину Q_n

Глубина, см	Q_n , %
3	20
5	8
10	5
25	3
40	2

3. Ледник Вавилова (Северная Земля), свежеснеженный снег

Альbedo поверхности	0,90	0,80	0,70
---------------------	------	------	------

Альbedo толщи (40 см) 0,04 0,17 0,27

Здесь альbedo толщи, равное 0,04, означает, что 96% радиации поглощается слоем 40 см, а 4% возвращается в атмосферу в виде отраженной радиации.

По данным разных авторов, «активный» слой ледника, куда проникают солнечные лучи, может достигать примерно 20–120 см в зависимости от совокупного влияния перечисленных выше факторов.

Практическое воздействие проникающей радиации заключается в образовании радиационной коры таяния, т.е. в разрыхлении приповерхностного слоя льда, а также в прогревании верхнего слоя снега, фирна или льда в утренние часы, что способствует более раннему началу дневного периода таяния.

7. Альbedo

Альbedo – это количественный показатель, характеризующий отражательную способность данного вида деятельной поверхности земли по отношению к солнечной радиации. Оно рассчитывается как отношение отраженной ко всей поступающей суммарной радиации. Как было показано в предыдущем разделе, коротковолновая радиация проникает в снег и лед на некоторую глубину, основная же ее часть задерживается, как правило, слоем 5–10 см. Поэтому альbedo ледниковой поверхности надо рассматривать в качестве условного понятия – это интегральное альbedo поверхностного слоя ледника.

Большое внимание, уделяемое при расчетах радиационного баланса ледниковой поверхности методике оценки альbedo, определяется, по крайней мере, тремя обстоятельствами:

- а)* существенной ролью альbedo в балансе коротковолновой радиации;
- б)* его значительным изменением во времени и пространстве в пределах одного ледника;
- в)* отсутствием оптимальной методики получения альbedo всей поверхности ледника и (или) группы ледников данного географического района.

К основным факторам, определяющим пространственную и временную изменчивость альbedo ледников, относятся:

- тип поверхности (снег, фирн, лед);
- изменение степени увлажненности поверхностного слоя в течение дня, связанное с таянием снега и льда;
- загрязненность пылеватым и мелкоморенным материалом, благодаря чему при погружении его частиц в лед образуются углубления (так называемые «стаканы»), заполненные водой;
- ручейковый и плоскостной сток талой воды на поверхности льда, сильно уменьшающий альбедо;
- радиационная кора таяния, образующаяся при значительном поступлении солнечной радиации;
- свежавыпавший снег, уплотняющийся со временем;
- образование на некоторых ледниках наложенного льда в результате перекристаллизации снега и формирования крупных смерзшихся кристаллов.

Существуют разные способы определения альбедо: стационарный, маршрутный, дистанционный.

При *стационарных* наблюдениях, наряду с другими актинометрическими показателями, альбедо измеряется регулярно, через 1–3 часа, в течение длительного периода в одном–двух пунктах. Таким образом, можно получить представление об изменении этого параметра во времени, но лишь для небольшого участка ледника.

Маршрутные измерения альбедо с помощью походного альбедометра, осуществляемые в послеполуденные часы, позволяют определить его значения на какой-то площади ледника (при небольших размерах – это область абляции или аккумуляции) на определенную дату, дополняя таким способом стационарные наблюдения.

Дистанционное определение альбедо большого участка ледника может быть осуществлено: *а)* – с вертолета или самолета; *б)* – путем фотографирования с высокой точки хребта над ледником. В последнем случае необходимо иметь на поверхности ледника эталоны в виде белого и черного полотнищ и провести маршрутную альбедосъемку на леднике, чтобы сопоставить оптическую плотность в разных частях снимка с величиной альбедо. Фотосъемки ледника целесообразны также для оконтуривания участков разной степени загрязненности и фиксации по-

ложения сезонной снеговой границы. Измерения альbedo с вертолета или самолета дают возможность получить осредненные характеристики альbedo всего ледника или его больших участков на определенную дату, но этот метод, к сожалению, не нашел широкого применения из-за трудоемкости и большой стоимости работ.

Характерная особенность альbedo ледника – наличие суточного хода – создает трудности в определении его средней величины за световой день. Истинная величина альbedo рассчитывается как отношение дневных значений отраженной и поступающей на ледник суммарной солнечной радиации при неизменном состоянии солнечного диска. Близкое к этому значение альbedo может быть получено как среднее из его ежечасных измерений в течение всего дня или из учащенных (через 20–30 мин) наблюдений за суммарной и отраженной радиацией после полудня (12–14 часов). Многие исследователи приводят характерные величины альbedo отдельных видов ледниковой поверхности, различающихся по степени загрязнения и увлажнения. Ниже дается наиболее полная сводка, которой можно воспользоваться для приблизительной оценки альbedo разных участков ледника в тех случаях, когда нет возможности измерить этот показатель (табл. 3).

Таблица 3

Альbedo разных видов поверхности ледника,
различающихся по характеру увлажнения и загрязненности

<i>Вид поверхности</i>	<i>Альbedo, %</i>	
	<i>Среднее</i>	<i>Пределы колебаний</i>
Лед грязный	18	15–20
Лед загрязненный	23	21–25
Лед слабозагрязненный	30	26–33
Лед чистый	38	34–42
Старый снег, слабо загрязненный фирн и снег	46	43–50
Чистый фирн, влажный снег	59	51–70
Чистый сухой снег; свежий сухой фирн со снегом	76	71–85
Лед под мореной		10–14

Рассмотрим примеры пространственной и временной изменчивости альbedo на отдельных ледниках.

Дневной ход альbedo поверхности в разных частях зоны оледенения Эльбруса

Место наблюдений	Время суток, час				
	8	10	12	14	16
Седловина, 5300 м, снег	0,79	0,73	0,69	0,66	0,62
Фирновое плато, 3750 м,	0,79	0,74	0,68	0,63	0,54
	старый снег	0,62	0,57	0,51	0,47
Ледник Ирик, 2810 м, лед	0,40	0,31	0,28	0,27	0,23

На рисунке 1 приводится сезонное изменение альbedo в фирновой зоне ледника Марух. Значительные колебания альbedo обусловлены летними снегопадами и последующим таянием свежего снега.

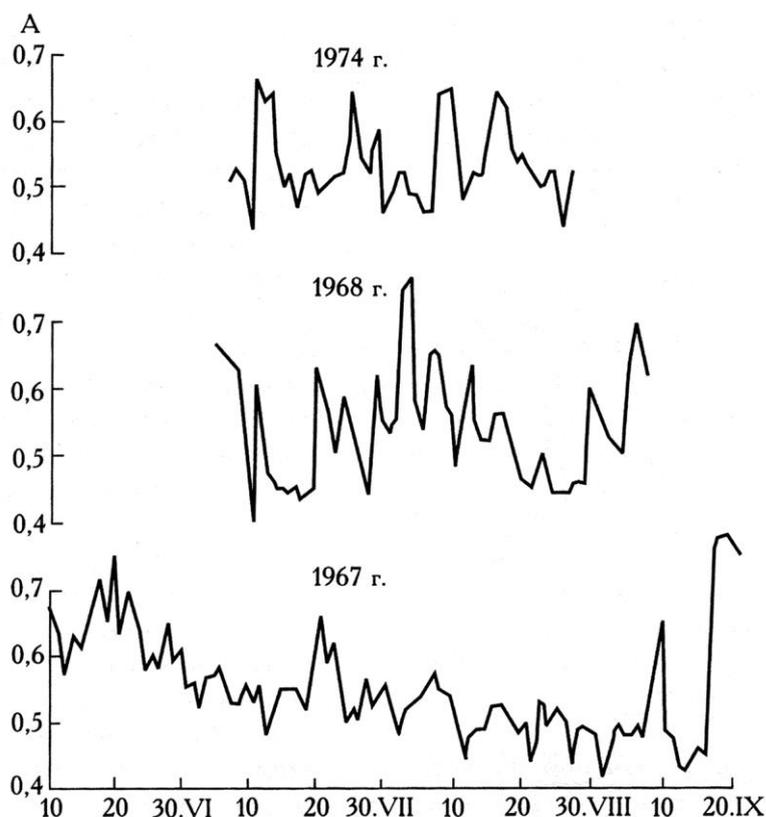


Рис. 1. Изменение альbedo поверхности в фирновой зоне ледника Марух в теплые периоды 1967, 1968 и 1974 гг

Рисунки 2 и 3 демонстрируют пространственную изменчивость альbedo на леднике Обручева (Полярный Урал) по результатам маршрутных съемок.

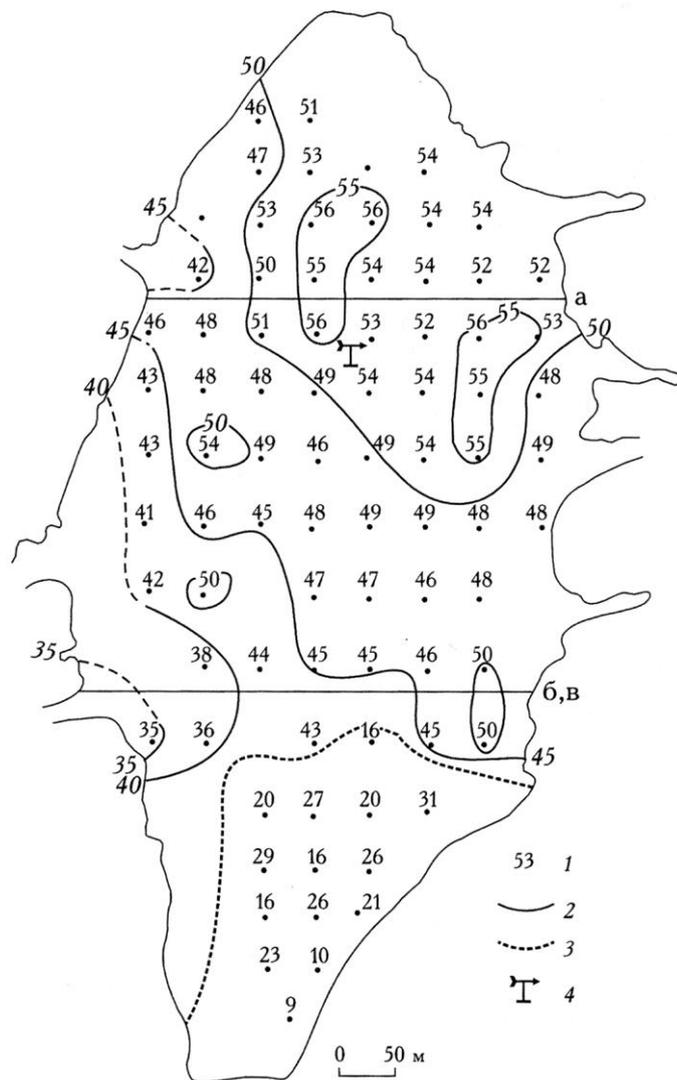


Рис. 2. Распределение альbedo на леднике Обручева 20 июля 1976 г. 1 — величина альbedo, %; 2 — изолинии альbedo; 3 — граница сезонного снега; 4 — метеоплощадка; а, б, в — профили учащенной альbedосъемки

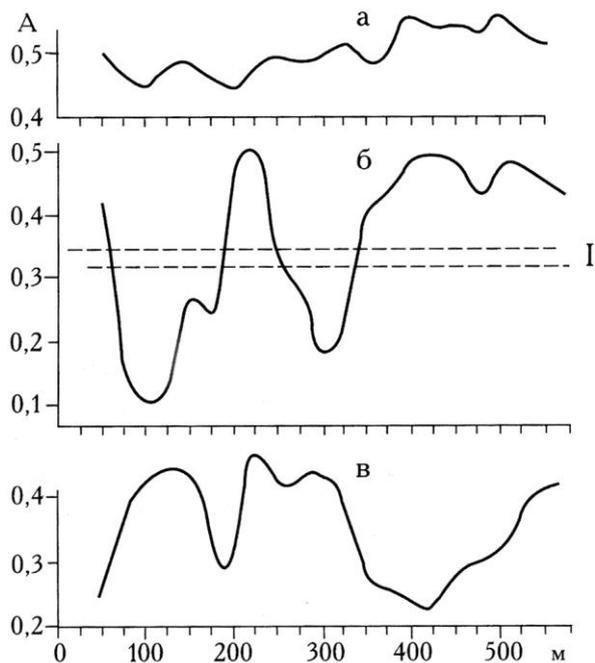


Рис. 3. Изменение альбеда поверхности ледника Обручев по поперечным профилям. а, б — 3 августа 1976 г в — 19 августа 1976 г. I — граница сезонного снега

8. Влияние летних снегопадов на абляцию ледников

Роль летних снегопадов в таянии ледников можно рассматривать в нескольких аспектах:

- а) вместо таяния происходит аккумуляция вещества на леднике, т.е. в течение определенного периода текущий баланс массы становится положительным;
- б) при таянии свежего снега сохраняется масса старого снега и льда;
- в) после обильных снегопадов сезонная снеговая граница опускается до конца ледника, и требуются большие затраты тепловой энергии для достижения ее предшествующего положения;
- г) сокращается реальная продолжительность периода абляции;
- д) в ряде районов после снегопадов образуется наложенный (инфильтрационно–конжеляционный) лед, препятствующий благодаря высокому альбедо таянию многолетнего льда.

Эти особенности абляции наиболее выражены в ледниковых районах с весенне-летним максимумом осадков (северные склоны Кавказа, Алтай, Тянь–Шань).

Здесь, по мнению ряда исследователей, летние снегопады составляют одну из важных черт климата, обуславливающих существование ледников. Например, во Внутреннем Тянь–Шане ледники располагаются в основном выше 4000 м и в теплое время года практически все осадки на них выпадают в твердом виде. В фирновых зонах ледников нередко наблюдаются положительные значения летнего баланса массы, т.е. накопление преобладает над таянием в течение всего лета.

Существуют разные способы количественной оценки влияния летних снегопадов на абляцию ледника:

- а) расчет потери тепла из-за увеличения альбедо и понижения температуры воздуха;
- б) учет фактического сокращения периода абляции вследствие перерывов в летнем таянии;
- в) гидрометрические измерения, позволяющие определить изменение водности вытекающих из ледника потоков, по сравнению с обычными условиями.

Пример расчета. Летом 1962 г. на южном склоне Эльбруса в фирновой зоне на высоте 3750 м общее сокращение периода абляции в результате снегопадов составило 71 день (из 120), когда область питания была покрыта свежим снегом, и таял только этот снег. Таким образом, было сохранено 190 г/см^2 зимнего снега и фирна, и реально за период абляции 1962 г. стаяло всего 140 г/см^2 . При отсутствии летних снегопадов и благоприятных условиях погоды потенциальная абляция достигла бы 330 г/см^2 , что в 2, 4 раза больше фактической.

9. Баланс коротковолновой радиации

Величина поглощенной солнечной радиации, или баланс коротковолновой радиации B_k представляет собой основной компонент приходной части радиационного баланса. Она зависит от поступления прямой и рассеянной радиации и альбедо. В свою очередь, приток прямой и диффузной радиации определяется прозрачностью воздуха, закрытостью горизонта, облачностью и характером склонов, обращенных к леднику. Альбедо ледниковой поверхности зависит от ее типа (свежий или старый снег, фирн, лед), загрязнения и увлажнения. Все эти факторы, дей-

ствии которых в пространстве и во времени неоднозначно, и формируют значения B_k (табл. 4). Напомним, что

$$B_k = Q (1 - A).$$

Относительное влияние суммарной солнечной радиации Q и альбедо A на величину B_k можно представить в следующем виде (табл. 4).

Таблица 4

Суточные значения баланса коротковолновой радиации B_k (кал/см²) в зависимости от величины суммарной солнечной радиации и альбедо

Альбедо A	Суммарная радиация Q			
	200	400	600	80
0,80	40	80	120	160
0,60	80	160	240	320
0,40	120	240	360	480
0,20	160	320	480	640

Характерные величины B_k для разных ледниковых районов приводятся в разделе «Структура радиационного баланса».

10. Эффективное излучение

Эффективное излучение представляет собой разность двух потоков – длинноволнового излучения земной поверхности E_n и встречного – атмосферы E_a :

$$E_{эф} = E_n - E_a = -B_d.$$

Баланс длинноволновой радиации B_d равновелик $E_{эф}$, но имеет противоположный знак, т.е. когда наблюдается потеря тепла длинноволновым излучением, значение B_d отрицательное, а $E_{эф}$ – положительное.

В отличие от коротковолновой, солнечной радиации, длинноволновое излучение E_a не рассеивается в атмосфере и не отражается, а почти полностью поглощается земной поверхностью. Снег и лед характеризуются наибольшим коэффициентом поглощения (0,95–0,99), т.е. они поглощают длинноволновую радиацию почти как абсолютно черное тело (спектр излучения в диапазоне волн от 4 до 40 мкм).

При температуре выше абсолютного нуля любое тело излучает радиацию:

$$E = a\sigma T^4,$$

где a – коэффициент поглощения в длинноволновой части спектра; $\sigma = 0,826 \cdot 10^{-10}$; T – абсолютная температура. В интервале температур от 10° до -10° (по шкале Цельсия) излучение абсолютно черного тела имеет следующие значения (в кал/см²мин):

t	10°	5°	0°	-5°	-10°
E	0,53	0,49	0,46	0,43	0,40

Важная особенность ледниковой поверхности, определяющая в большой степени ее излучение, состоит в том, что верхний предел повышения температуры ограничен 0° , и, таким образом, потеря тепла излучением не может быть больше 0,46 кал/см²мин. Благодаря этому для ледника легко рассчитать и встречное излучение атмосферы как разность $E_a = E_n - E_{эф}$. Величина E_a , кроме температуры, зависит от содержания в воздухе водяного пара и в меньшей степени – углекислого газа, которые в основном поглощают и излучают длинноволновую радиацию.

На южном склоне Эльбруса летом при безоблачном небе E_n , E_a и $E_{эф}$ характеризовались следующими значениями (кал/см²сутки):

<i>Тип поверхности</i>	<i>Абс. высота, м</i>	E_n	E_a	$E_{эф}$
Снег	3750	610	420	190
Лед	3360	620	525	95
Лед	2810	635	555	80

Следует подчеркнуть, что суточные величины E_n и E_a имеют тот же порядок, что и суммарная солнечная радиация, поступающая на ледник за день при ясном небе.

В облачную погоду встречное излучение атмосферы состоит главным образом из потока радиации, испускаемой жидкими или твердыми частицами облаков. Интенсивность их излучения так велика, что $E_{эф}$ меняет знак, т.е. поверхность ледника в этом случае получает, как правило, длинноволнового тепла больше, чем излучает его. Таким образом, сокращение потери тепла ледником при значительной облачности играет положительную роль в формировании радиационного баланса, уменьшая его расходную часть.

Близкие к нулю или положительные значения баланса длинноволновой радиации в теплых районах могут наблюдаться и при безоблачном небе. В этом случае большие величины встречного излучения определяются высокой температурой толщи атмосферы (в основном, нижних 500 м) и приледникового слоя воздуха. Так

в области ледника Медвежий (Западный Памир, 3100 м) летом температура воздуха нередко достигала 15–17°, а на боковой морене 25–30°. При этом положительная величина B_0 составляла 0,01–0,05 кал/см² мин.

Синхронные измерения $E_{эф}$, проведенные в разных ледниковых районах умеренных широт, показали, что за сутки ледник теряет путем длинноволнового излучения примерно вдвое больше тепла, чем поверхность морены на той же высоте, нагреваемая днем до 20–30°. Различия в $E_{эф}$ особенно велики в светлое время суток.

Например, в области абляции ледника Голубина (Киргизский хр., 3440 м) при ясном небе были зафиксированы следующие значения $E_{эф}$ (кал/см² мин):

Вид поверхности	Время, час				Сумма за период 8–17 час.	
	8	11	14	17	кал/см ²	%
Ледник	0,03	0,02	0,04	0,07	20	18
Морена	0,10	0,20	0,25	0,24	112	100

11. Структура радиационного баланса ледниковой поверхности

Две основные группы факторов определяют радиационный баланс поверхности ледников. Прежде всего – это характерные черты данной поверхности, резко отличающие ее от других видов, а именно: а) сравнительно высокие величины альбедо и его изменчивость во времени и в пространстве; б) относительное постоянство температуры поверхности ледника и верхней границы ее повышения (0°) в течение периода абляции.

Другая группа факторов – метеорологические условия, определяемые циркуляцией атмосферы, т.е. видом и повторяемостью синоптических процессов, наблюдающихся в данном районе. При этом для формирования радиационного баланса непосредственное значение имеют в основном знак адвекции, облачность и осадки.

Для радиационного баланса (особенно притока прямой солнечной радиации) горных ледников существенны также абсолютная высота, закрытость горизонта окружающими хребтами, экспозиция поверхности. Возможности сопоставления компонентов радиационного баланса, измеренных в разных ледниковых районах, ограничены неодинаковой ролью перечисленных факторов на отдельных ледниках, а также относительной кратковременностью периодов наблюдений.

Приближенное представление об основных составляющих радиационного баланса в диапазоне широт от 67° (Полярный Урал) до 36° (Западный Каракорум) можно получить из таблицы 5. Наибольший приток суммарной солнечной радиации Q (до 600–700 кал/см²сут) зафиксирован на ледниках субтропических широт, что связано как с высоким положением Солнца в летний период, так и с большой повторяемостью ясной погоды. В высоких широтах приток Q почти в два раза

Таблица 5

Средние суточные величины компонентов радиационного баланса за периоды наблюдений в разных географических районах, кал/см²

Ледник, район	Высота, м	Период наблюдений	Радиационный баланс				
			A , %	Q	B_k	B_d	B
ИГАН, Полярный Урал	920	VII–VIII 1959	36	327	209	–28	181
№ 31, Сунтар–Хаята	2257	VII–VIII 1958–1959	51	390	190	–57	133
Алечский, Швейцарские Альпы	2220	VIII–1965	28	445	322	–55	267
	3366	VIII–1973	74	578	152	–60	92
Марух, Западный Кавказ	2917	VII–VIII 1967–1969	52	458	220	–56	164
Туюксу, Заилийский Алатау	3470	VII–VIII 1968, 1971	39	499	305	–95	210
Медвежий, Памир	3050	VII–VIII 1972	24	621	472	–18	454
Федченко, Памир	4880	VIII–IX, 1957	80	675	137	–152	–15
	4000	VIII, 1958	30	653	457	–144	313
Джоголунгма, Зап. Каракорум	4300	VII–VIII 1955	30	723	506	–134	372

меньше. Поглощенная солнечная радиация B_k имеет максимальные значения в области абляции субтропических ледников, до 500 кал/см²сут. На больших абсолютных высотах велика потеря тепла длинноволновым излучением – до 150 кал/см²сут. Радиационный баланс оказывается наибольшим в областях абляции ледников, расположенных в субтропиках – более 300–450 кал/см²сут.

Как видно из таблицы 5, экстремальные величины радиационного баланса (в диапазоне от -15 до 454 кал/см²сут) были получены на соседних ледниках, имеющих общую область питания (ледник Федченко, 4880 м и ледник Медвежий, 3050 м).

Таким образом, важная особенность формирования радиационного баланса горных ледников состоит в том, что на одном и том же леднике или их группе в пределах небольшого региона в значительном интервале высот диапазон колебаний радиационного баланса может быть больше того, который наблюдается на ледниках от полярных до субтропических широт.

Подобные данные были получены за небольшие периоды в июле–августе в зоне оледенения Эльбруса:

<i>Пункт измерений</i>	<i>Абс. высота, м</i>	<i>Вид поверхности</i>	<i>Альbedo</i>	<i>Радиац. баланс, кал/см²сут</i>
Седловина Эльбруса	5300	снег	0,74	-12
Фирновое плато	3750	снег	0,62	172
Л-к Гарабаши	3360	старый снег	0,44	271
Л-к Карачаул	3250	лед	0,40	321
Л-к Ирик	2810	лед	0,31	356
Л-к Большой Азау	2620	лед	0,33	395

Иными словами, колебания величины радиационного баланса в пределах небольшого ледникового района могут иметь ранг географической изменчивости этого показателя.

На покровных ледниках Арктики условия формирования радиационного баланса в летний период другие. Небольшая высота Солнца, значительная облачность, короткий период положительных температур воздуха, высокое альbedo обуславливают более низкие значения радиационного баланса, чем на горных ледниках умеренных и субтропических широт. Так, на ледниковом куполе Чюрлёниса (остров Гукера, Земля Франца–Иосифа, 80° с.ш.) при альbedo 0,75–0,85 суточные величины радиационного баланса в июне–августе составляли 30–60 кал/см² и лишь в редкие периоды антициклональной погоды при повышении альbedo до 0,65 радиационный баланс возрастал до 120 кал/см² сут.

Таблица 6

Компоненты радиационного баланса для разных типов погоды,
кал/см² сут

Ледник, район	Показатели*	Тип погоды**			
		<i>A</i>	<i>K₁</i>	<i>K₂</i>	<i>Φ</i>
Марух, Западный Кавказ	<i>Q</i>	733	630	365	201
	<i>A</i> %	48	50	55	58
	<i>B_к</i>	381	315	164	84
	<i>B_д</i>	-103	-74	-41	-19
	<i>B</i>	278	241	123	65
Туюксу, Заилийский Алатау	<i>Q</i>	691	558	405	226
	<i>A</i> %	26	37	43	51
	<i>B_к</i>	511	352	231	111
	<i>B_д</i>	-105	-74	-72	-26
	<i>B</i>	406	278	159	85
Медвежий, Памир	<i>Q</i>	704	703	558	396
	<i>A</i> %	23	24	24	25
	<i>B_к</i>	542	532	425	298
	<i>B_д</i>	-21	-32	-18	12
	<i>B</i>	521	500	407	310

* Показатели: *Q* – суммарная солнечная радиация, *A*,% – альbedo, *B_к* и *B_д* – баланс коротковолновой и длинноволновой радиации соответственно, *B* – радиационный баланс.

** Типы погоды: *A* – антициклональный, *K₁* – конвективный без осадков, *K₂* – конвективный с осадками, *Φ* – фронтальный.

Особенности формирования радиационного баланса в отдельных географических районах можно заметить, анализируя данные о его составляющих по типам погоды. В таблице 6 следует обратить внимание на отчетливо выраженную роль летних снегопадов в области абляции ледника Туюксу (при типах погоды *K₂* и *Φ* альbedo повышается до 0,4–0,5), благодаря чему значительно уменьшаются величины *B_к* и *B*.

На леднике Медвежий особенности облачности (небольшая мощность и просветы в облаках) обуславливают относительно высокие показатели *B_к* при пасмурной погоде (типы *K₂* и *Φ*), а теплая атмосфера – уменьшение потери тепла длинноволновым излучением *B_д*. Поэтому здесь зафиксированы наибольшие величины радиационного баланса при всех типах погоды по сравнению с соответствующими показателями на ледниках Западного Кавказа и Заилийского Алатау.

Характерная особенность радиационного баланса поверхности ледника (как указывалось выше) заключается в том, что из-за ограниченной возможности длинноволнового излучения ледник теряет тепла в атмосферу меньше, чем другие виды деятельной поверхности, находящиеся вблизи него.

Пример. *Ледник Голубина, Киргизский хребет, 3440 м абс.*

Ночные и суточные значения баланса длинноволновой радиации B_{δ} и радиационного баланса B за ясные дни (кал/см²):

<i>Вид поверхности</i>	<i>Альбеда</i>	B_{δ}		B	
		<i>день</i>	<i>ночь</i>	<i>сутки</i>	<i>сутки</i>
Ледник	0,21	-20	-82	-102	367
Морена	0,09	-112	-94	-206	336

Эти данные весьма показательны. Несмотря на то, что альбеда каменистой поверхности в два раза ниже, чем льда, радиационный баланс за сутки на леднике несколько выше, так как морена теряет длинноволнового тепла вдвое больше, чем ледник.

12. Расчет компонентов радиационного баланса всей поверхности ледника

Инструментальные наблюдения за составляющими радиационного баланса проводятся, как правило, в одном, реже – в двух пунктах ледника. В то же время известно, что на ледниках (особенно горных) неоднородность подстилающей поверхности и наличие различно экспонированных склонов обуславливают большую пространственную изменчивость характеристик радиационного баланса. Поэтому для расчета полей основных компонентов радиационного баланса необходимо иметь данные о распределении альбеда и притоке прямой солнечной радиации на склоны разной экспозиции (т.е. ориентации и крутизны) S_c .

Чтобы получить поля S_c , сначала на основе крупномасштабной топографической карты ледника выделяют так называемые элементарные площадки, т.е. участки поверхности, четко различающиеся по ориентации и крутизне. Их количество зависит от характера мезорельефа ледника, масштаба карты и необходимой точности расчета S_c . Затем определяются углы наклона и азимуты выделенных участков ледника, т.е. элементарных площадок.

По специальным формулам, таблицам или номограммам и результатам измерений S в одном пункте ледника можно рассчитать приток S_c для разных участков и всей его поверхности за каждый день периода абляции. Если ледник расположен в большом высотном интервале (более 1000 м), необходимо учитывать вертикальный градиент S . Зависимость притока прямой и рассеянной солнечной радиации от количества облаков также устанавливается по результатам стационарных актинометрических наблюдений на леднике или вблизи него.

Для примера на рисунке 4 приводятся значения компонентов радиационного баланса для ледника Марух (Западный Кавказ, 43° с.ш.), рассчитанные с учетом экспозиции поверхности (распределение альбедо – гипотетическое).

Количественной характеристикой различий в притоке прямой солнечной радиации на экспонированную S_c и горизонтальную S_2 поверхность может служить склоновый коэффициент, т.е. отношение дневных сумм S_c/S_2 . Такие данные были получены в частности для ледника Обручева (Полярный Урал, 67° с.ш.) на основе измерений прямой солнечной радиации в фирновой зоне и топографического плана ледника (рис.5).

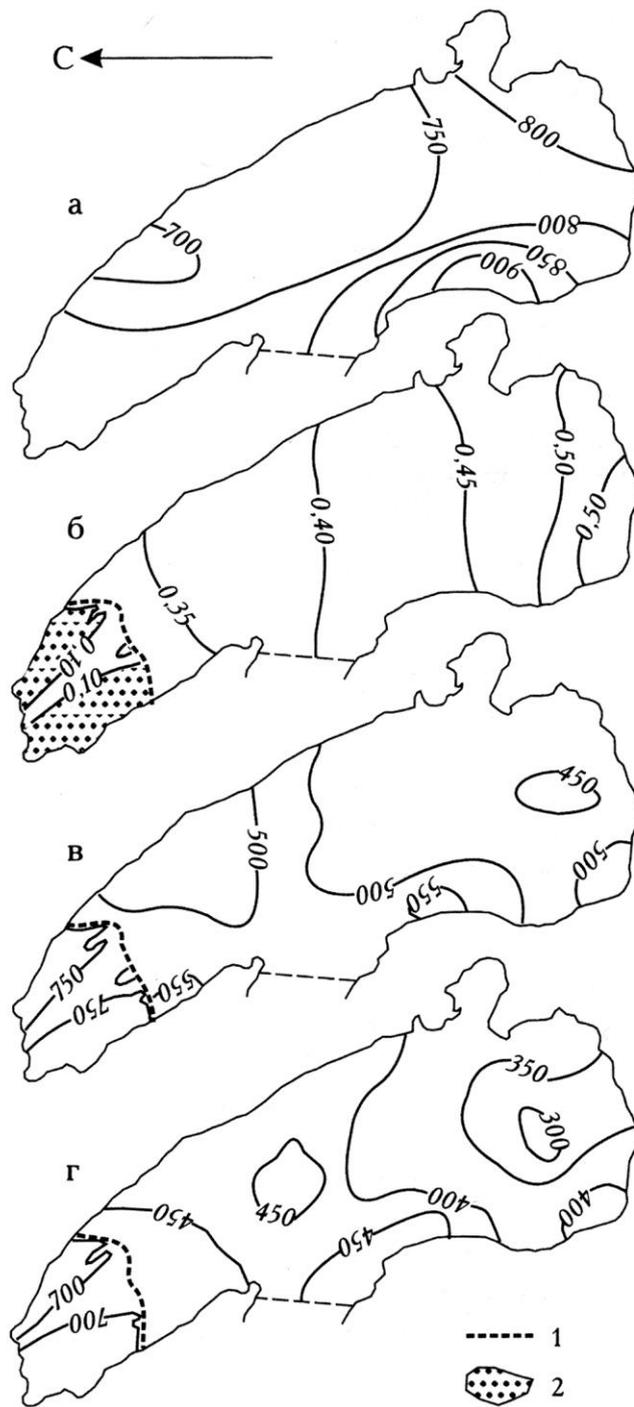


Рис. 4. Распределение на поверхности ледника Марух прямой солнечной радиации (а), альbedo (б), баланса коротковолновой радиации (в) и радиационного баланса (г) в ясный день в середине июля, кал/(см²·сут). 1 — граница сезонного снега, 2 — участки заморенной поверхности ледника.

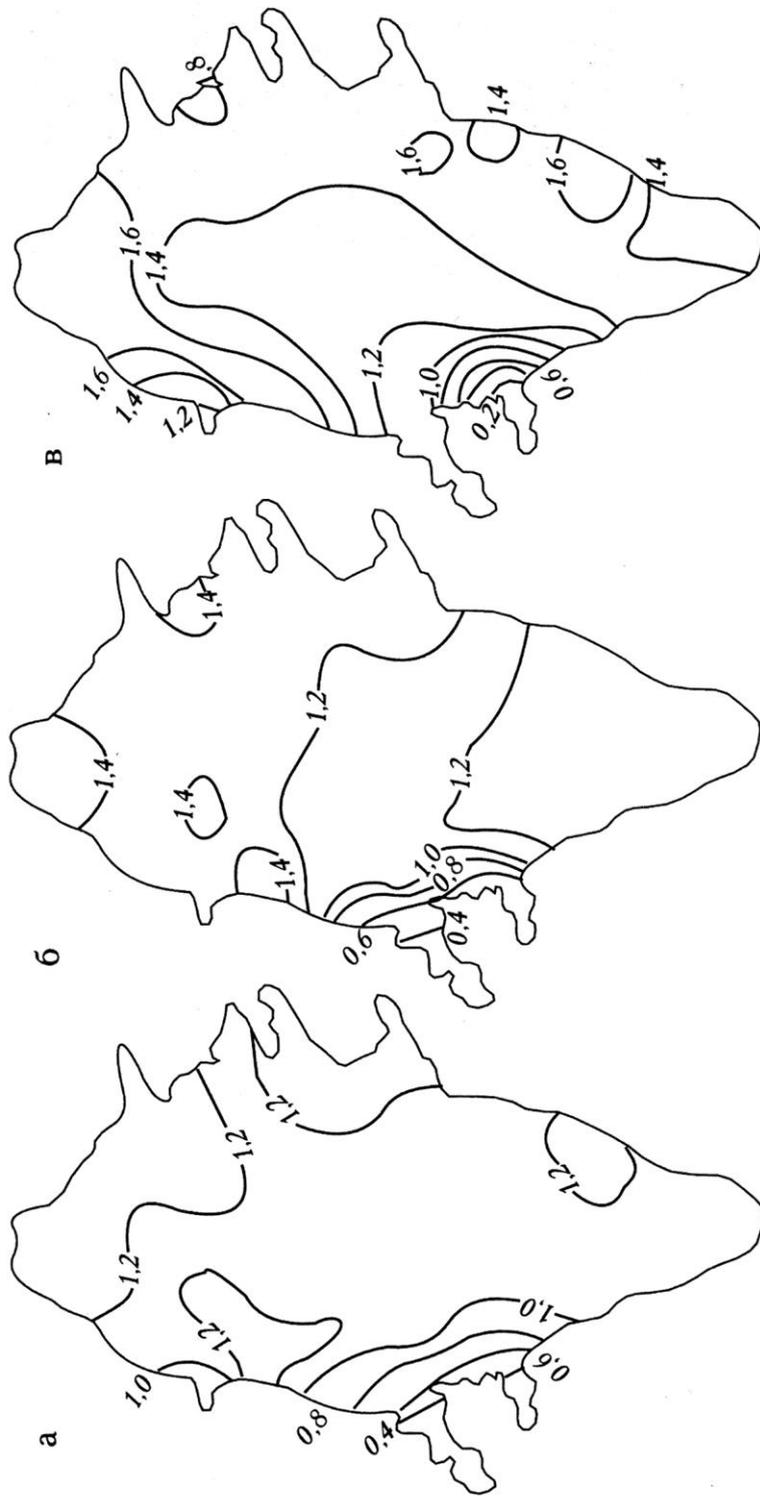


Рис. 5. Изменение склонового коэффициента K_c на поверхности ледника Обручева. а — 20 июня, б — 30 июля, в — 10 сентября

13. Таяние льда под моренным покровом

В нижней части областей абляции горных ледников деятельная поверхность нередко представляет собой частично или полностью замороженный лед. Наличие морены на льду способствует изменению структуры радиационного баланса: а) уменьшение альбедо приводит к росту поглощенной солнечной радиации, б) нагретые частицы морены излучают длинноволнового тепла больше, чем чистый лед.

При увеличении степени замороженности до определенного предела радиационный баланс поверхности льда возрастает. Когда же моренный покров становится сплошным, существенная часть радиационного баланса затрачивается на нагревание моренного материала и таким образом не доходит до льда.

На основе экспериментальных данных о размерах подморенной абляции в разных ледниковых районах была получена простая зависимость, позволяющая определить приближенно величины слоя стаявшего льда под мореной A_m при разной толщине моренного чехла h :

$$A_m / A = \frac{1,3}{0,2h + 1},$$

где A – абляция незаморенного льда.

Относительное изменение абляции, рассчитанное по этой формуле, выражается следующими числами:

h , см	1	2	5	10	50	100
A_m/A	1,08	0,93	0,65	0,43	0,12	0,06

14. Уравнение теплового баланса поверхностного слоя ледника

Физическая сущность процессов, определяющих энерго- и массообмен в поверхностном слое ледников в теплое время года, может быть понята лишь на основе тщательного изучения приходной и расходной составляющих теплового баланса

в разных условиях погоды, климата, морфологии ледников и окружающих склонов, а также учета ряда других, менее значимых локальных факторов.

В полном объеме уравнение теплового баланса для поверхностного слоя ледника имеет следующий вид:

$$B + P \pm LE + cw + mt = rW + \lambda t + q + f,$$

где B – радиационный баланс; P – турбулентный поток тепла к поверхности ледника; LE – тепловой эквивалент испарения ($-LE$) или конденсации ($+LE$) на поверхности снега и льда; cw – тепло, выделяемое жидкими осадками на леднике; mt – тепловое воздействие потоков талой воды на ледниковой поверхности.

В правой части уравнения: rW – тепловой эквивалент слоя стаявшего снега или льда; λt – количество тепла, переданное с поверхности вглубь благодаря теплопроводности; q – солнечная радиация, прошедшая через верхний слой ледника и поглощенная там; f – количество тепла, затраченное на повышение температуры поверхностного слоя (порядка нескольких сантиметров) до точки плавления льда.

Наиболее корректно использовать уравнение для интервала не менее суток, поскольку при этом учитывается теплообмен, осуществляемый в разное время дня. На практике члены уравнения cw , mt , λt , q и f , имеющие малые значения по сравнению с основными компонентами (B , P , LE , rW), не рассматриваются. В ряде публикаций, посвященных этому вопросу, показано, что величины этих компонентов находятся в пределах ошибок определения основных составляющих (обычно это 1–2% от величины B или rW), и в связи с этим они могут не учитываться.

Но этот вывод относится лишь к теплым ледникам умеренных и субтропических широт. В полярных районах затрата тепла на прогревание ледника в течение лета может достигать значительных величин, соизмеримых с количеством тепла, расходуемым на таяние. В фирновых зонах теплых ледников, расположенных в высокогорье (например, на Эльбрусе) энергия, затраченная на прогревание снега утром, составляет 10–15% дневного значения радиационного баланса.

Жидкие осадки в редких случаях оказывают ощутимое механическое воздействие, способствуя разрушению и смыву верхнего слоя снега или льда. Так, в нижней части области абляции ледника Туюксу (Заилийский Алатау) в июле 1988 г. сильными ливнями был разрушен и смыт слой льда до 8–10 см (радиационная кора таяния).

Выпадение интенсивных осадков в жидком виде может привести также к увеличению альбедо льда вследствие смыва моренного материала. Такой случай был отмечен на леднике Джанкуат (Центральный Кавказ) в июле 1965 г., когда в течение нескольких часов альбедо поверхности льда возросло с 0,27 до 0,42. Но эти факты, к сожалению, невозможно учесть при расчете составляющих теплового баланса за период абляции.

15. Основные понятия теории турбулентности

В отличие от переноса радиационного тепла, осуществляемого путем электромагнитных волн, турбулентность представляет собой вихревые движения воздуха разных масштабов. Внутри потока воздуха определенного направления образуются случайные вихревые колебания, обусловленные трением о подстилающую поверхность земли и между слоями воздуха, имеющими разную скорость. Вихри больших и малых размеров, перемещающиеся по вертикали, переносят тепло, влагу и количество движения.

Теория турбулентности сжимаемой жидкости (воздуха) к настоящему времени разработана в недостаточной степени, во всяком случае для нестационарного воздушного потока и инверсионных условий, которые наблюдаются на ледниках. Ниже приводятся некоторые понятия, дающие общее представление о рассматриваемом вопросе.

Существуют два главных процесса, генерирующих турбулентность над поверхностью земли.

А. Если подстилающая поверхность нагревается солнечными лучами и ее температура выше температуры воздуха, возникает эффект плавучести, т.е. воздух, нагревающийся при соприкосновении с поверхностью земли, становится менее плотным и «всплывает», уступая место более холодному и тяжелому. Это – термическая турбулентность, или конвенция, создающая неустойчивую стратификацию воздуха.

Б. Образование вихрей при общем горизонтальном перемещении воздуха над неровной, шероховатой поверхностью вне зависимости от стратификации носит название динамической турбулентности.

При устойчивой стратификации воздуха, т.е. инверсии температуры, когда наиболее холодные и плотные слои воздуха находятся у поверхности, динамическая турбулентность служит единственным процессом, способствующим перемещению слоев воздуха и переносу тепла, влаги и количества движения по вертикали.

В теории турбулентности используется, в частности, безразмерный параметр, который в определенной мере характеризует степень развития и термической, и динамической турбулентности. Это – число Ричардсона, представляющее собой отношение работы, совершаемой архимедовыми (гидростатическими) силами к работе сил турбулентного трения:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{dT}{dz} \cdot \left(\frac{dv}{dz} \right)^{-2}.$$

Здесь g – ускорение силы тяжести; T – температура воздуха; v – скорость ветра.

При расчетах характеристик турбулентного обмена на ледниках применялся так называемый параметр устойчивости ε , представляющий собой упрощенный аналог числа Ричардсона:

$$\varepsilon = \frac{\Delta t}{v_1^2},$$

где Δt – разность температур воздуха в приледниковом слое (0,5–2,0 м или 0,25–1,0 м); v_1 – скорость ветра на уровне 1 м.

При инверсионном распределении температуры воздуха над ледником рост Δt способствует усилению устойчивости, а рост v – ее уменьшению, т.е. более интенсивному турбулентному перемешиванию.

Параметр аэродинамической шероховатости z_0 зависит от геометрических неровностей деятельной поверхности, стратификации воздуха и направления ветра на леднике. Так, при стоковых ветрах углубления на поверхности ледника (особенно на льду) заполняются холодным воздухом и более высокие его слои скользят над нижними, уменьшая турбулентность. При долинном ветре воздух как бы «взбирается» по лобовой, крутой части ледника и турбулизируется в нижних слоях. Параметр шероховатости z_0 в этих случаях на порядок выше, чем при стоковых, катабатических ветрах, и это способствует усилению турбулентного перемешива-

ния. На горных ледниках значения z_0 колеблются от десятых долей миллиметра до десятых долей сантиметра.

Существует множество различных полуэмпирических формул для расчета основных параметров турбулентного обмена P и E . В их основе лежит использование зависимости потоков тепла P и влаги E от вертикального градиента соответствующей субстанции в нижнем слое воздуха и интенсивности турбулентного обмена, характеризуемой коэффициентом турбулентности:

$$P = \rho_b c_p K \frac{dT}{dz} \qquad E = \rho_b K \frac{ds}{dz},$$

где ρ_b – плотность воздуха при атмосферном давлении b ; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; K – коэффициент турбулентности; dT/dz и ds/dz – вертикальные градиенты температуры и удельной влажности в приледниковом слое воздуха.

Основные различия предлагаемых отдельными авторами методов расчета P и E заключаются в разной трактовке зависимости коэффициента турбулентности K от степени устойчивости атмосферы и скорости ветра. Результаты расчетов по разным формулам особенно сильно отличаются для условий сверхустойчивой стратификации, т.е. инверсии температуры, типичной для теплых зон ледников (вертикальная разность 10°C и более в нижнем двухметровом слое воздуха). Этот факт обуславливает некоторую неопределенность при сопоставлении результатов расчета P и E на различных ледниках.

16. Формирование приледниковой температурной инверсии

Одна из главных особенностей теплового режима нижнего слоя воздуха над ледниками – это инверсионное распределение температуры (т.е. повышение ее с высотой) в течение всех суток. При этом турбулентный поток тепла направлен к подстилающей поверхности и относится к приходной части теплового баланса. В обычных условиях (вне ледника) в светлое время суток, когда деятельная поверхность (травяной покров, оголенная почва и т.д.) нагревается солнечными лучами,

температура воздуха понижается с высотой, а турбулентный поток тепла направлен вверх и представляет собой существенную расходную статью теплового баланса.

В условиях ледника наиболее важный тепловой процесс, происходящий в самом нижнем слое воздуха – это его охлаждение при контакте с поверхностью ледника в результате турбулентного обмена. Дополнительным фактором служит потеря тепла поверхностью путем длинноволнового излучения в ночные часы, отчего температура снега и льда часто понижается до отрицательных значений, и это также способствует охлаждению воздуха.

Другой важный процесс, формирующий инверсии над горными ледниками – это адвекция теплого воздуха на ледник в результате местной циркуляции: ветры склонов, долинный поток воздуха, а также фен из свободной атмосферы, когда в горах, и в частности над ледниками происходит опускание и адиабатическое нагревание воздуха.

Дополнительной причиной усиления температурных инверсий может быть также сток и накопление холодного воздуха в темное время суток (горный ветер) или днем (ледниковый ветер) на выположенных участках ледника, а также в микропонижениях рельефа.

На покровных ледниках Арктики и Антарктиды формирование температурной инверсии обусловлено в основном радиационным охлаждением поверхности ледников и последующим контактом с ней нижних слоев воздуха.

17. Особенности турбулентного тепло- и влагообмена над ледниками

В отличие от компонентов радиационного баланса, характеристики турбулентного обмена как на равнине, так и в горах рассчитываются косвенными методами. При этом чаще всего используются результаты так называемых градиентных измерений, т.е. вертикальные разности температуры воздуха и упругости водяного пара, а также скорость ветра в слое, непосредственно примыкающем к подстилающей поверхности. Следует отметить, что стандартная методика, применяемая на сети метеорологических станций, разработана для условий равновесной и неустойчивой стратификации и слабых инверсий температуры воздуха.

С конца 50-х годов XX века, когда гляциометеорологические исследования стали проводиться в большом числе горноледниковых районов, методы расчета параметров турбулентного обмена, разработанные для равнинных территорий, были «перенесены» на ледники. При этом не учитывалось, что механизм турбулентности здесь чрезвычайно сложен и отличается от такового на равнине:

а) наличие круглосуточной и глубокой инверсии температуры затрудняет динамическую турбулентность;

б) постоянные параметры в полуэмпирических формулах, рассчитанные для горизонтальной, однородной поверхности, не применимы в условиях наклонного ледника, обрамленного крутыми склонами гор;

в) местная циркуляция воздуха, включающая стоковый ветер, долинный поток, ветры склонов, фен из свободной атмосферы, представляет собой в общем нестационарный поток, внутри которого температурные, влажностные и ветровые характеристики меняются в вертикальном и горизонтальном направлениях, а также в разные промежутки времени.

Из сказанного выше следует, что методы расчета турбулентных потоков тепла и влаги, основанные на применении полуэмпирической теории турбулентности для установившегося потока воздуха над обширной и ровной поверхностью, вряд ли могут дать достоверные результаты в условиях ледников, особенно горных.

Обоснованность выбора какого-либо метода оценки количества тепла, обусловленного турбулентным тепло- и влагообменом (P и LE , где L – скрытая теплота испарения–конденсации) может быть доказана в какой-то мере путем сопоставления измеренных величин таяния снега или льда и рассчитанных из уравнения теплового баланса. В большинстве горноледниковых районов средних широт преобладающая часть энергии, затрачиваемой на таяние, поступает от солнечной радиации, а P и LE ничтожно малы и нередко имеют разные знаки.

Очевидно, что проверка применимости той или иной формулы расчета может проводиться лишь при определенных условиях, а именно:

а) в результате турбулентного влагообмена на леднике существенно преобладает конденсация, так как в противном случае при испарении разность $(P - LE)$, как правило, близка к нулю при любых значениях каждого из этих параметров;

б) члены уравнения теплового баланса ($P + LE$) должны быть того же порядка, что и радиационный баланс, и выражаться достаточно большими абсолютными значениями, так как при малых величинах ошибки измерений затрат тепла на таяние и радиационного баланса сопоставимы с параметрами P и LE .

Основные особенности формирования микроклимата над поверхностью ледника (охлаждение самого нижнего слоя воздуха, накопление холодного воздуха в понижениях рельефа, адвекция теплого долинного ветра и ветры склонов) находят свое отражение в характере вертикальных профилей температуры воздуха, упругости водяного пара и скорости ветра. Эти параметры и определяют интенсивность турбулентного обмена над ледником.

Наибольший температурный градиент приходится на слой воздуха, примыкающий к поверхности ледника (0–0,25 м), особенно в области абляции, где днем преобладает теплый долинный ветер. В малооблачную погоду вертикальные разности температуры (т.е. глубина инверсии) значительно больше, чем при пасмурном небе. В то время как турбулентный поток тепла направлен всегда к поверхности, знак потока влаги зависит от влагосодержания воздуха и температуры поверхности. Днем, когда максимальная упругость водяного пара над тающим льдом и снегом составляет 6,1 мбар, при влажности воздуха, превышающей это значение, наблюдается конденсация, и наоборот, – если упругость водяного пара в нижнем слое воздуха ниже этой величины, происходит испарение.

Вертикальный профиль скорости ветра зависит от характера местных ветров и наклона поверхности ледника. Так, в фирновой зоне Эльбруса, над близкой к горизонтальной поверхностью профиль скорости ветра (при ее логарифмической шкале) выражался прямой. В случае наклонной поверхности ледника при стоковом ветре максимум скорости часто фиксировался на уровне 0,5–1,0 м.

На ряде ледников Арктики и Антарктиды был отмечен феномен «термоклина», т.е. резкого повышения температуры воздуха на каком-то уровне, сопровождающегося ее сильными колебаниями (рис. 6). Механизм образования «термоклина» к настоящему времени изучен мало. Возможные причины его появления, по мнению ряда авторов, таковы.

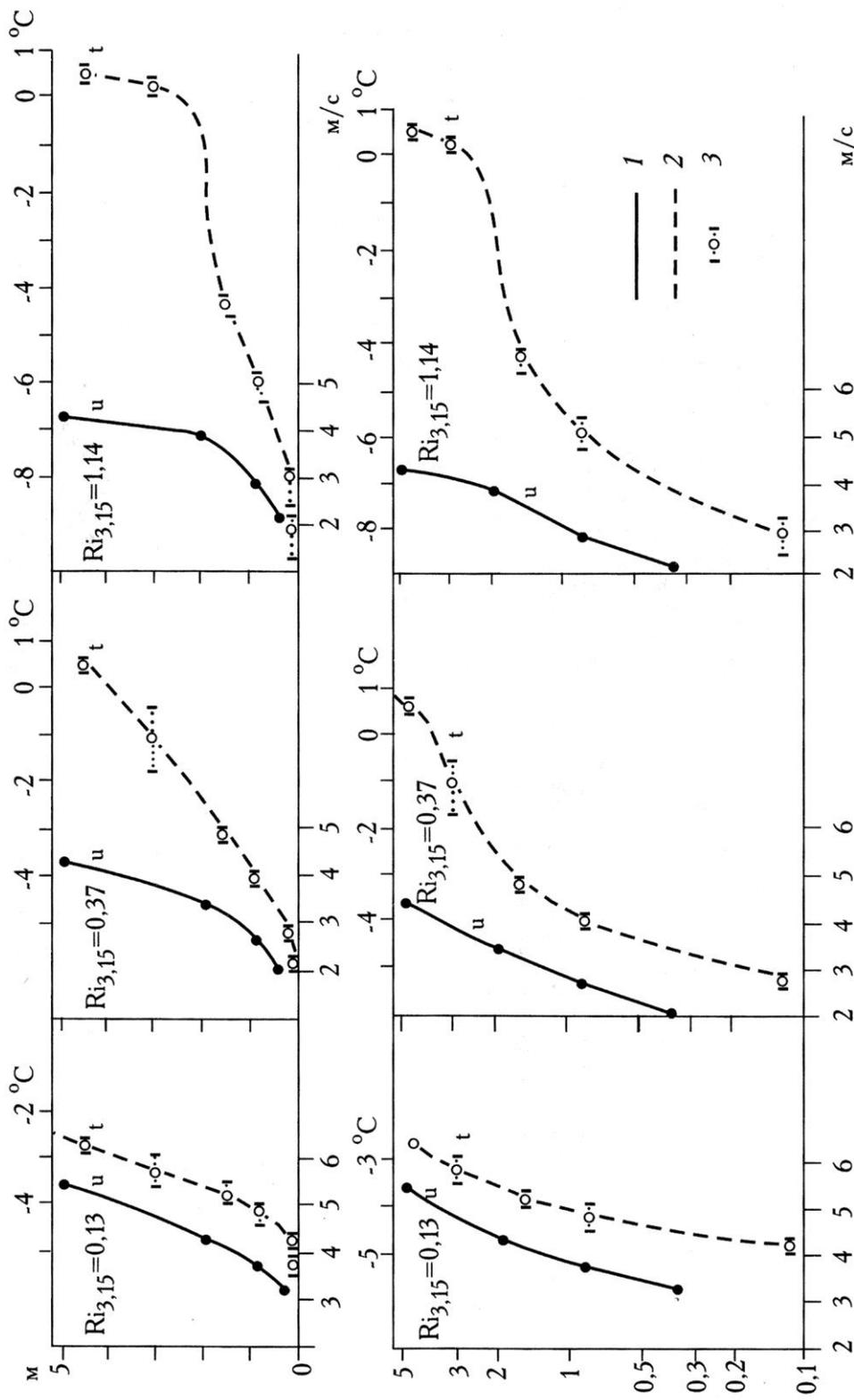


Рис. 6. Некоторые примеры типичных профилей температуры и скорости ветра при разной степени устойчивости воздуха, ледниковый купол о.Девон. $Ri_{3,15}$ — число Ричардсона на уровне 3,15 м. 1 — скорость ветра, 2 — температура воздуха, 3 — пределы колебаний температуры на каждом профиле

При штиле у поверхности на определенной высоте происходит переход от ламинарного к турбулентному режиму, связанный со сменой вида теплопроводности (от молекулярной к турбулентной). «Термоклин» может образоваться и при сочетании стокового ветра с глубокой инверсией в слое максимума скорости ветра, где происходит подавление турбулентности.

Другая возможная причина – нарушение стационарности и однородности потока при адвекции теплого воздуха со склонов или разрушении внутренних гравитационных волн. При этом возникают внутренние пограничные слои, на верхней границе которых и происходят резкие изменения температуры воздуха с высотой. Важен тот факт, что в слое «термоклина» турбулентность гасится, а ниже его происходит интенсивная трансформация – выхолаживание и иссушение воздуха.

Заключая этот раздел, необходимо подчеркнуть, что получение истинных значений турбулентных потоков тепла и влаги на ледниках затруднено не только ненадежностью методов их расчета, но и значительной изменчивостью в пространстве (на поверхности всего ледника) исходных параметров, определяющих эти потоки (температуры воздуха, упругости водяного пара, скорости ветра и их вертикальных градиентов).

18. Испарение и конденсация на ледниках (результаты прямых измерений)

Опыт метеорологических исследований на ледниках показывает, что данные непосредственных измерений испарения и конденсации влаги, в отличие от значений этих параметров, полученных расчетными методами, близки к реальным величинам. Весовой метод предполагает использование испарителей – специальных сосудов, изготовленных из оргстекла, с шириной и высотой стенок 15–20 см. Образцы снега, помещенные в них, взвешивают через определенные интервалы времени – от одного до нескольких часов (в зависимости от интенсивности испарения–конденсации и таяния).

Наибольшие величины испарения (до 1,7 мм/сут) были получены в области аккумуляции ледников Южного и Восточного Памира, на абсолютных высотах 5000–5100 м в условиях сухой, ясной и ветреной погоды. В этих же районах при установлении теплой погоды со слабыми ветрами и повышенной влажностью воз-

духа испарение снижалось до 0,3–0,5 мм/сут. Продолжительность дневного периода таяния в этом регионе составляет всего 3–6 часов, поскольку в остальное время суток температура поверхности и воздуха отрицательная, и значительная часть радиационного тепла расходуется на нагревание поверхностного слоя ледника и эффективное излучение. При этом резко снижается максимальная упругость водяного пара (с 6,11 мбар при 0° до 4,01 при –5° и 2,60 мбар при –10°), контролирующая, при прочих равных условиях, интенсивность испарения. Поэтому наибольшее испарение наблюдалось, как правило, в период 12–15 часов (до 0,10–0,24 мм/час), в остальное время суток оно резко уменьшалось (до 0,01–0,04 мм/час).

На основе результатов непосредственных измерений испарения весовым методом на ледниках Памиро–Алая и Тянь–Шаня (с учетом высотного распределения температуры и влажности воздуха) были установлены общие закономерности изменения испарения с высотой в значительном широтном диапазоне:

а) в условиях Средней и Центральной Азии максимальная интенсивность испарения может наблюдаться на высотах 5,5–6 км (выше 5 км данные экстраполированы);

б) на этих уровнях величины испарения при движении на юг от 45° до 29° с.ш. возрастают вдвое (от 1 до 2 мм/сут);

в) выше 6 км (на основе гипотетических кривых) испарение на всех указанных широтах резко уменьшается.

В других горноледниковых районах измеренная интенсивность турбулентного влагообмена была ниже. Так, на фирновом плато южного склона Эльбруса (3750 м над уровнем моря) при ясной или малооблачной, ветреной погоде испарение составляло 0,02–0,05 мм/час как в дневные, так и в ночные часы. Лишь однажды был зафиксирован максимум в 0,11 мм/час. В среднем за сутки испарение равнялось чаще всего 0,5 мм.

Большой массив данных по испарению и конденсации был получен весовым методом на леднике Хинтерайсфернер в Восточных Альпах. Турбулентный влагообмен измерялся как в фирновой зоне (3026 м), так и в области абляции (2500 м). Установлено, что в обоих пунктах при устойчивой малооблачной погоде наблюдалось испарение ($-E$), а при влажной, пасмурной – конденсация ($+E$). Максимальные значения $-E$ достигали 0,25 мм/час, а $+E$ – 0,10 мм/час. Наибольшая повто-

ряемость $\pm E$ находилась в интервале от 0,1 до $-0,1$ мм/час и на фирне, и на льду. В обеих зонах число случаев испарения больше, чем конденсации (без учета ненастной погоды). Подсчитано, что за период абляции потери тепла на испарение могут достигать 20% всей энергии, расходуемой на таяние снега и льда.

Немногочисленные наблюдения за испарением с поверхности снега в холодный период года вне ледника также немаловажны. Они дают возможность, во-первых, оценить влияние испарения на баланс массы в зимнее время и, во-вторых, установить зависимость испарения от основных метеорологических параметров – температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра.

Результаты измерений испарения весовым методом в Якутии в течение нескольких лет позволили выявить, что при температурах воздуха ниже -10°C интенсивность испарения ничтожна и выражается сотыми долями миллиметра в сутки, или 2–5 мм за месяц. При подъеме температуры выше указанного предела испарение значительно возрастает и составляет уже 0,4–0,9 мм/сут, особенно при скорости ветра более 5 м/сек. В интервале от -10° до 0°C прослеживается положительная связь испарения с температурой воздуха, означающая на самом деле влияние возрастающего градиента влажности в приповерхностном слое воздуха. Общая сумма испарившегося снега за холодный сезон колебалась от 8 до 20 мм слоя воды.

Исследование испарения с поверхности снега весовым способом в зимний период было проведено также в долине р. Малой Алматинки (Зайлийский Алатау, 2300 м над ур. м.). Температура воздуха колебалась в основном от -10°C до оттепели. В среднем испарение составило 0,35 мм/сут на северном склоне долины и 0,50 мм/сут на южном, или 30–70 мм за холодный период.

Основные выводы, касающиеся методики и результатов прямых измерений испарения–конденсации, следующие:

1. Весовой метод определения результатов турбулентного влагообмена на ледниках дает возможность установить его значения, близкие к истинным, но лишь для локальных условий и при устойчивой погоде. Тем не менее, они могут быть использованы для выведения простых эмпирических зависимостей при расчете $\pm E$ за продолжительный период по данным о температуре, влажности и скорости ветра. Достаточно точная оценка испарения–конденсации весовым способом за весь период абляции представляется маловероятной.

2. При отрицательных температурах максимальная упругость водяного пара у поверхности снега и льда значительно понижается (в отличие от дневного периода таяния, когда она постоянна и равняется 6,11 мбар), что ведет к уменьшению вертикального градиента влажности и, как следствие, интенсивности испарения.

3. Приведенные выше данные по испарению в Якутии (за холодный сезон) и на Памире (летом) представляют экстремальные условия и величины испарения для умеренных широт.

19. Определение турбулентных компонентов теплового баланса на основе наблюдений за таянием ледника и расчета радиационного баланса

Турбулентная составляющая теплового баланса – это алгебраическая сумма турбулентного потока тепла из воздуха P и тепла испарения–конденсации ($P\pm LE$). Она может быть получена как остаточный член из уравнения теплового баланса с большой достоверностью в том случае, если порядок величин радиационного баланса B и параметра ($P\pm LE$) сходен, а значения теплового эквивалента таяния rW составляют не менее 160–200 кал/см²сут, т.е. W равно 2–2,5 г/см². С ростом суточного таяния и длительности периода наблюдений абсолютные и относительные ошибки определения ($P\pm LE$) становятся меньше. Погрешность расчета турбулентной составляющей существенно уменьшается при конденсации.

Наиболее надежные результаты могут быть получены в тех случаях, когда основные компоненты теплового баланса (B , $P\pm LE$, rW) измеряются или рассчитываются на значительной части поверхности ледника за продолжительный период. Такие исследования были проведены на Памире в области абляции ледника Медвежий и на Полярном Урале на ледниках ИГАН и Обручева.

На леднике *Медвежий* наблюдения за таянием льда и альбедо велись в течение июля и августа на площади, охватывавшей большую часть области абляции (участок длиной около 3 км при ширине ледника 350–500 м) в интервале высот 3080–3420 м над ур. м. На восьми поперечных профилях были забурены 55 реек; по ним таяние измерялось каждые пять дней, альбедо льда – в начале и в конце перио-

да наблюдений. Величина альбедо составила в среднем 0,15, в отдельных точках – от 0,10 до 0,26.

Лето 1978 г., когда проводился эксперимент, был сухим, малооблачным и жарким. Температура воздуха в нижней части ледникового языка достигала в среднем 15–17° за дневные часы и лишь в конце августа, в последнюю декаду иногда понижалась до 10°C. По результатам градиентных наблюдений на этом леднике в другие годы, было установлено, что испарение незначительно преобладало над конденсацией, особенно при высоких температурах воздуха.

Радиационный баланс был рассчитан для всех профилей за каждую пентаду на основе непосредственных измерений суммарной солнечной радиации на боковой морене и альбедо у реек. Благодаря высоким температурам воздуха расход тепла длинноволновым излучением практически равнялся нулю.

В результате анализа отношения B/rW , рассчитанного отдельно для всех профилей и пентад, были сделаны следующие выводы. При наиболее высоких температурах воздуха (15–17°C) B/rW составляет 0,70–0,75. Это означает, что 25–30% тепла, затрачиваемого на таяние, поставляет турбулентный поток тепла из воздуха. С понижением температуры до 10° отношение B/rW возрастает до 0,90, т.е. на таяние расходуется 90% радиационной энергии и лишь 10% – в результате турбулентного обмена.

Значения ($P \pm LE$), вычисленные из уравнения теплового баланса как разность измеренного таяния и радиационного баланса, оказались на порядок выше по сравнению с величинами этого параметра, полученными ранее на этом же леднике расчетным методом (Лайхтмана).

Ледник ИГАН, где также проводились комплексные измерения и расчеты составляющих теплового баланса на значительной (примерно 2/3) площади, расположен на 67° с.ш., в пределах Полярного Урала. Это ледник карово–долинного типа, восточной ориентации, его площадь около 1,2 км², бóльшая часть ледника находится на абсолютных высотах 800–1000 м.

Радиационный баланс для исследуемой части ледника рассчитывался по результатам актинометрических измерений в двух пунктах – в фирновой зоне и в области абляции, а прямая солнечная радиация – с учетом ориентации и крутизны отдельных участков поверхности ледника.

Значения турбулентной составляющей ($P \pm LE$) вычислены как разность слоя стаявшего снега и льда и радиационного баланса путем наложения карт этих компонентов. Следует подчеркнуть, что характерная черта турбулентного влагообмена на ледниках Полярного Урала – это преобладание конденсации, при которой выделяется значительная часть тепла, расходуемого на таяние.

Данные были получены в целом за период наблюдений – с 23 июля по 3 сентября 1959 г. – и представлены в виде картосхем с изолиниями общей затраты тепла на таяние снега и льда rW , притока тепла в результате турбулентного обмена ($P \pm LE$) и отношения $(P \pm LE)/rW$. Картосхемы дают представление об абсолютных величинах перечисленных параметров и характере их распределения по поверхности ледника. (рис 7)

Отношение $(P \pm LE)/rW$ в среднем на исследуемой части ледника составило около 0,50, что означает равный вклад радиационного баланса и $(P \pm LE)$ в общих затратах энергии на таяние. Характерная особенность параметра $(P \pm LE)/rW$ – это значительная пространственная изменчивость: на расстоянии 200–300 м его величина менялась от 0,30 до 0,70, что обусловлено местной циркуляцией и в меньшей степени – различиями в альбедо и затененности горными хребтами.

Подобный эксперимент расчета турбулентной составляющей как разности между затратами тепла на таяние и радиационным балансом был проведен и на леднике *Обручева*. Этот ледник расположен в том же районе, что и ледник ИГАН, но на более низких уровнях (650–390 м), его площадь составляет около 0,3 км². Наблюдения за таянием снега охватывали примерно 3/4 поверхности ледника.

Некоторые различия в методике заключались в том, что для окончательных расчетов был выбран небольшой период сухой, безоблачной погоды, что дало возможность определить радиационный баланс и измерить таяние с максимальной точностью. Чтобы измерить понижение поверхности снега, были использованы 120 тонких реек, установленных в углах ортогональной сетки через 40–50 м. Радиационный баланс всей поверхности ледника рассчитывался по результатам актинометрических измерений в центре фирновой зоны (прямая солнечная радиация, с учетом ориентации и крутизны отдельных участков). Дневные температуры воздуха на леднике в этот период поднимались до 15–19°C, поэтому эффективное излучение было близко к нулю.

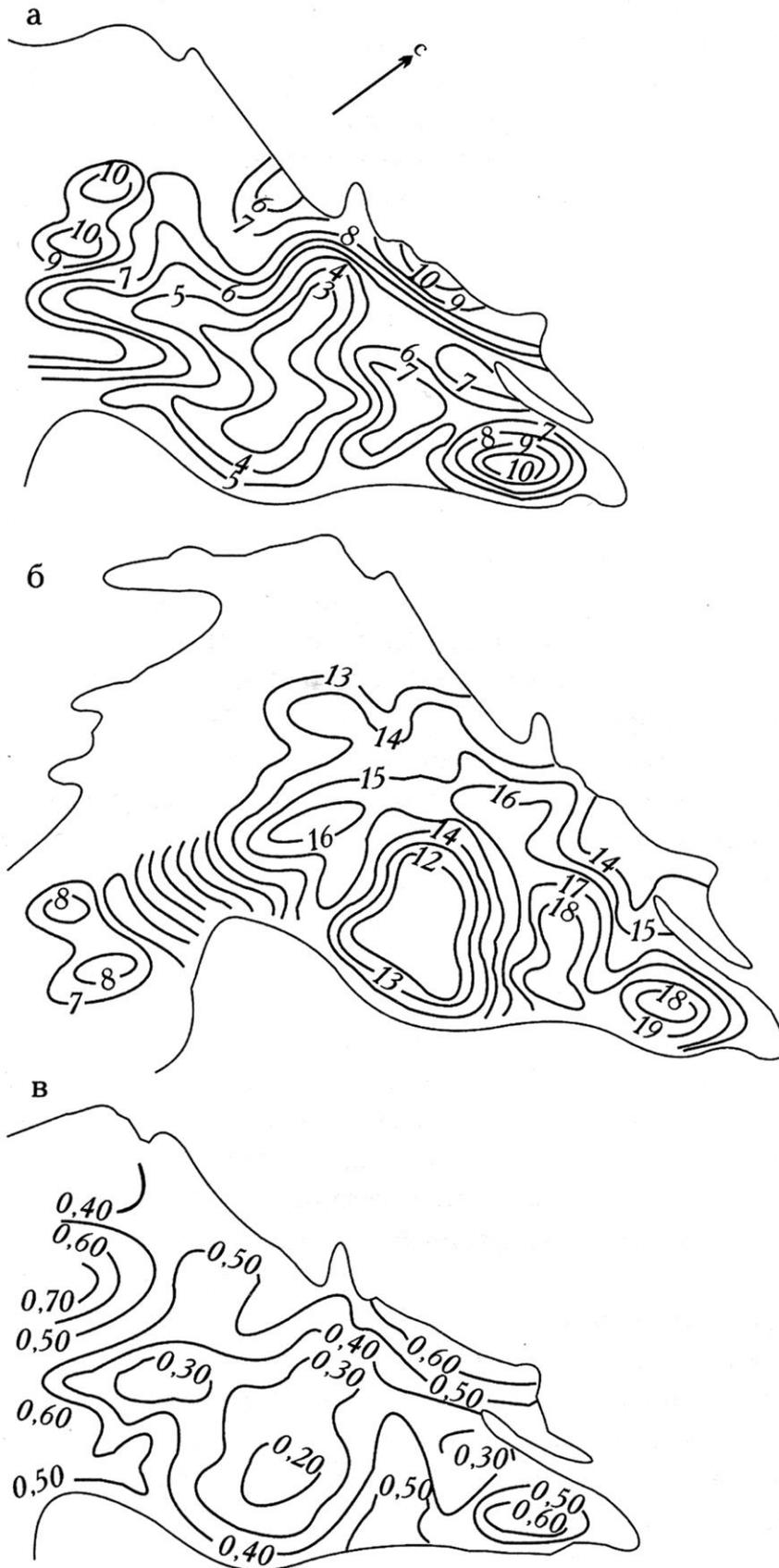


Рис. 7. Приток тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена ($P+LE$) (а), затраты тепла на таяние rW (б) и отношение $(P+LE)/rW$ (в) на леднике ИГАН за период с 23 июля по 3 сентября 1959 г., ккал/см²

На рисунке 8 представлены суточные значения абляции W , радиационной $B/80$ и турбулентной $(P \pm LE)/80$ составляющих (два последних показателя для сопоставимости с W даны в $\text{г}/\text{см}^2$). Как и на леднике ИГАН, изменения параметра $(P \pm LE)$ в пределах исследуемой части ледника очень велики и соответствуют в значительной мере таким же изменениям W . Иными словами, пространственная изменчивость таяния определяется в основном изменчивостью $(P \pm LE)$. Несмотря на то, что у правого борта ледника затененность хребтом больше, здесь зафиксировано максимальное таяние, что можно объяснить лишь притоком теплого воздуха из боковых ложбин.

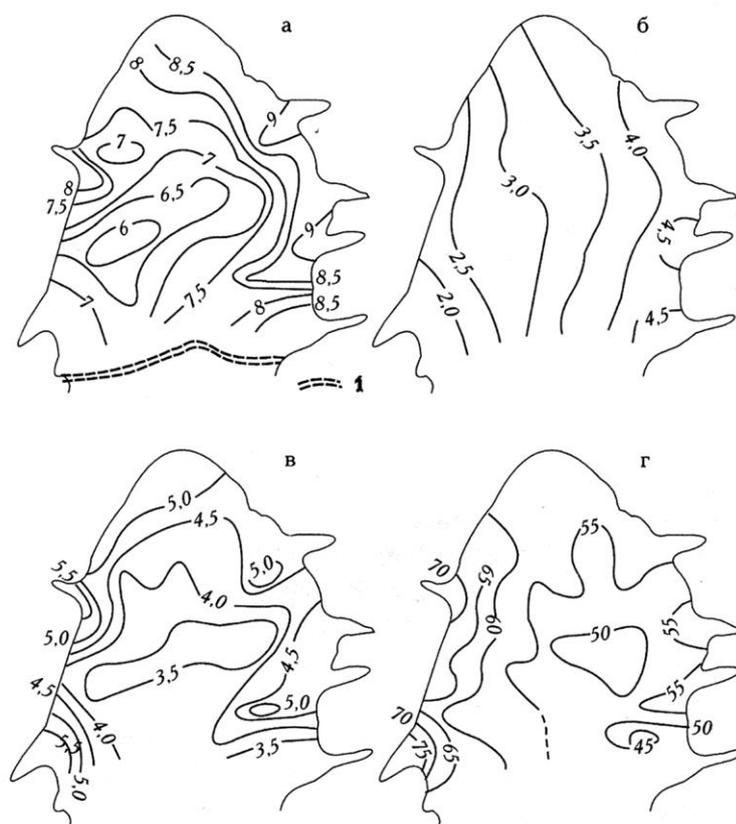


Рис. 8. Распределение слоя стаявшего снега W (а), радиационного баланса (б), турбулентной составляющей $(P+LE)$ (в) и отношения $(P+LE)/rW$ (г) на леднике Обручева, 21–25 июля 1977 г. Параметры а, б, в приведены в $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{сут}$. 1 — граница сезонного снега

Как и на леднике Медвежий, использование расчетного метода Лайхтмана для определения турбулентных потоков тепла и влаги показало, что по результатам градиентных наблюдений в центре ледника Обручева величины P и LE составляли

при высоких температурах воздуха не более 20–40 кал/см²сут. В то же время ($P \pm LE$), определенное как разность $rW - B$, выражалось величиной 320 кал/см²сут. Тем самым подтверждается непригодность расчетного метода при глубоких инверсиях температуры воздуха над ледником.

20. Структура теплового баланса поверхности ледников

Расчетные данные, характеризующие турбулентный тепло- и влагообмен и соотношение компонентов теплового баланса ледниковой поверхности, были получены во многих горноледниковых районах, а также в ряде областей покровного оледенения в 50-е – 80-е годы XX века при комплексных гляциологических исследованиях, особенно в периоды МГГ и МГД. Но сопоставление и анализ приведенных в гляциологических изданиях результатов весьма затруднены по нескольким причинам:

- а)* несовершенство методов расчета P и LE , которые были разработаны для условий равнины, где такие глубокие температурные инверсии, как на горных ледниках, не наблюдаются;
- б)* применение отдельными авторами различных методов расчета;
- в)* разная продолжительность периодов наблюдений и характер погоды, неодинаковые интервалы времени, принятые для осреднения (часы, день–ночь, сутки, месяц, по типам погоды, по грациям определяющих параметров и др.);
- г)* градиентные измерения проводились в одной–двух точках ледника, что не позволяет получить репрезентативные величины P и LE , так как изменчивость, от которых зависит интенсивность турбулентного обмена, в разных частях ледника очень велика, а закономерности их изменения в пространстве пока не изучены.

Тем не менее, мы сочли возможным рассмотреть данные о структуре теплового баланса в тех регионах, где P и LE рассчитывались с помощью одного, наиболее часто применяемого метода (Д.Л. Лайхмана), а величины этих параметров несущественны по сравнению с основными компонентами – радиационным балансом и затратами тепла на таяние (абляцию). Это позволяет сопоставить хотя бы

соотношение основных компонентов теплового баланса для ряда ледниковых районов умеренных широт, а абсолютные величины этих составляющих рассматривать как фоновые характеристики (см. таблицу 7 и рисунок 9).

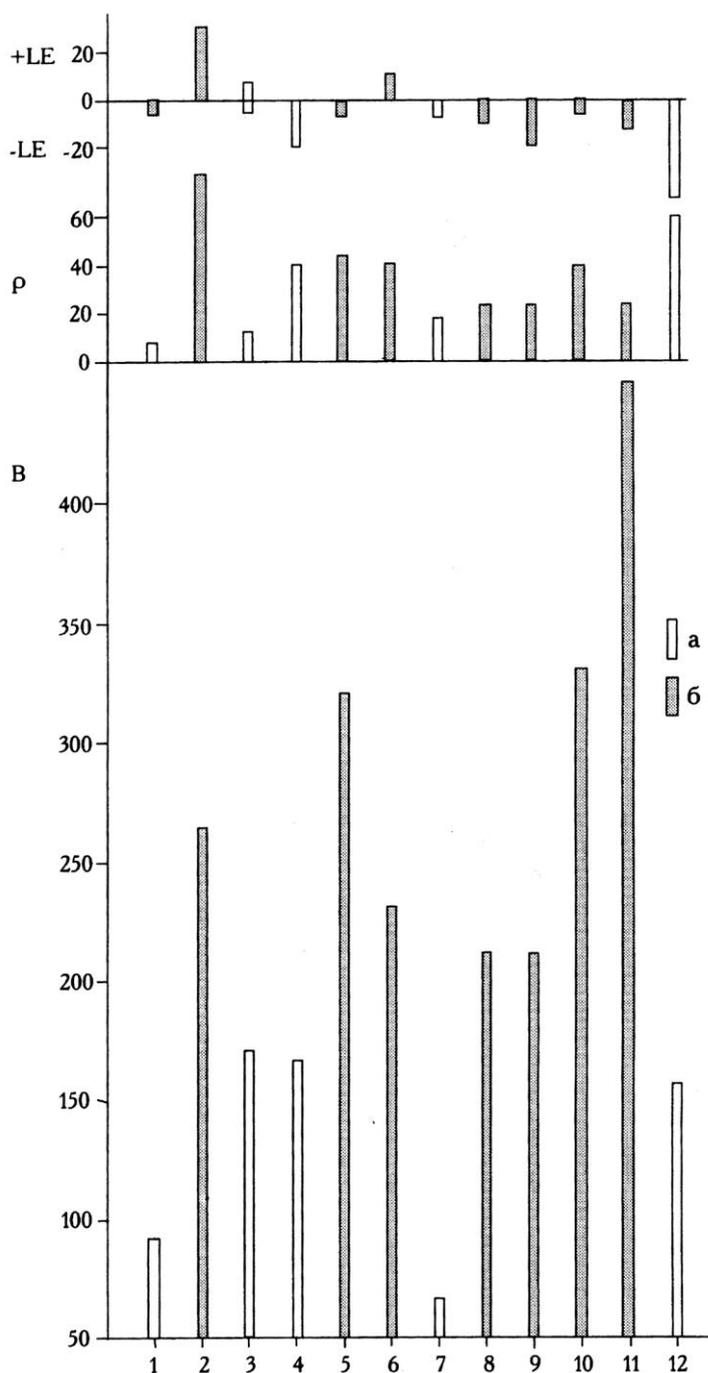


Рис. 9. Радиационный баланс (B), турбулентный поток тепла (P) и тепло испарения-конденсации ($\pm LE$), кал/см²·сут, на ледниках умеренных широт. Нумерацию ледников см. в табл. 2.3. а — область аккумуляции, б — область абляции

В таблице 7 приводятся основные сведения о местоположении ледников, периодах наблюдений и структуре теплового баланса в относительных единицах. Эти данные нуждаются в некоторых комментариях. Для Алечского ледника метод расчета P и LE указан автором лишь в общем виде, однако мы сочли полезным ис-

пользовать эти результаты, так как они дополняют общую картину изменения компонентов теплового баланса с запада на восток в умеренных широтах.

Таблица 7

Структура теплового баланса (в %) некоторых горных ледников умеренных широт

Ледник, район	Абсол. высота, м	Период наблю- дений	Вид по- верх- ности	Приход, %			Расход, %	
				<i>B</i>	<i>P</i>	$\pm LE$	$\pm LE$	<i>rW</i>
Алечский, Швейцарские Альпы	3366	VIII-1973	снег	92	8		6	94
	2220	VIII-1965	лед	71	21	8		100
Марух, Западный Кавказ	2910	VII-VIII 1967-1969	снег	98	1	1	1	99
Юж. склон Эльбруса, Центральный Кавказ	3750	VII-VIII 1958-1960	снег	82	18		9	91
Карачаул, Центральный Кавказ	3250	VIII-1961	лед	88	12		2	98
Малый Актру, Алтай	2340	VII-VIII 1970	лед	82	15	3		100
Туюксу, Заилийский Алатау	3750	VII-IX 1957-1959	снег	79	21		10	90
	3475	VII-IX 1957-1959	лед	90	10		5	95
	3470	VII-VIII 1968, 1971, 1972	лед	90	10		8	92
Шокальского, Заилийский Алатау	3380	VII-IX 1962	лед	89	11		2	98
Медвежий, Памир	3050	VII-VIII 1972	лед	95	5		3	97
Козельский, Камчатка	1850	VI-VIII 1976	снег	72	28		20	80

Величины испарения и конденсации по леднику Марух даются отдельно, в остальных случаях в соответствующих работах помещены лишь результаты значения $\pm LE$.

Очень низкие показатели радиационного баланса в фирновой зоне ледника Туюксу обусловлены тем фактом, что наблюдения велись до конца периода абляции, т.е. примерно до середины сентября, когда радиационный баланс формируется при низком стоянии Солнца и большом влиянии снегопадов. В то же время на других ледниках наблюдения охватывали лишь июль–август.

Данные таблицы 7 демонстрируют тот факт, что почти во всех рассмотренных районах, как в фирновых зонах, так и в нижних частях ледников преобладает испарение. Исключения составляют более влажные географические области – Альпы (область абляции), Западный Кавказ, Алтай, где зафиксированы небольшие величины конденсации. Турбулентный поток тепла из воздуха составляет в основном 10–20% общего прихода тепла.

Рассматривая рисунок 9, следует отметить, что на всех представленных ледниках турбулентный тепло- и влагообмен, выраженный в абсолютных единицах, меняется в малом диапазоне, исключая область абляции Алечского ледника, где «виной» более высоких величин P и LE может быть применение иного метода расчета. Рост турбулентного обмена на леднике Козельском легко объясним и связан с преобладанием значительных скоростей ветра в течение всех суток (до 7–9 м/с).

Следует обратить внимание на тот факт, что радиационный баланс как в фирновых зонах, так и в областях абляции на разных ледниках колеблется в больших пределах. Это обусловлено неодинаковой ролью определяющих факторов (альbedo, облачность), а также выбором периодов наблюдений. Особенно заметно возрастает радиационный баланс на языках ледников Памира, спускающихся на значительное расстояние в горные долины (ледник Медвежий, 3050 м).

Особое место занимает формирование структуры теплового баланса в субарктических районах (Полярный Урал), где радиационный баланс при благоприятных условиях погоды достигает тех же значений, что и в умеренных широтах, а приток турбулентного тепла и влаги велик благодаря высоким температурам воздуха и преобладанию конденсации.

На ледниках Полярного Урала компоненты $(P + LE)$ достигают 50% и более в общих затратах тепла на таяние. Метод получения $(P + LE)$ дает основание считать, что эти характеристики реальные, поскольку они рассчитаны как остаточный

член уравнения теплового баланса для длительных периодов, значительной части площади ледника, а также при больших абсолютных величинах радиационного баланса и теплового эквивалента таяния.

В высоких широтах, на покровных ледниках Арктики, из-за низких температур воздуха и преобладания пасмурной погоды абсолютные величины и турбулентного потока тепла из воздуха и радиационного баланса очень малы, по сравнению с теми же показателями, измеренными на ледниках Субарктики и умеренных широт (примерно в 3–4 раза). В относительных единицах турбулентный поток тепла (конденсация здесь наблюдается крайне редко) достигает на Новой Земле 33%, на Земле Франца-Иосифа – 15–25% в общих затратах тепла на абляцию (здесь использованы расчетные методы).

Общие методические выводы, касающиеся оценки соотношения основных компонентов теплового баланса, заключаются в следующем. При низких температурах воздуха (не выше 3–5°C) значения P и LE пренебрежимо малы и сопоставимы с ошибками измерения радиационного баланса и теплового эквивалента таяния rW . Поэтому выбор метода расчета турбулентных характеристик не имеет решающего значения для определения соотношения составляющих радиационного баланса. При глубоких инверсиях (выше 10°C) реальными представляются лишь величины P и LE , рассчитанные как разность rW и радиационного баланса.

21. Температура воздуха и таяние ледников

Температура воздуха прочно удерживает первое место среди метеорологических показателей, используемых для расчета таяния ледников. При этом связь нередко трактуется как функциональная, причинно–следственная. На самом деле определяющую роль в интенсивности таяния снега и льда на горных ледниках умеренных и субтропических широт играет солнечная радиация, на которую приходится 80–90% всего тепла, расходуемого на абляцию. В полярных районах эта доля несколько меньше благодаря значительной пасмурности неба и низким высотам Солнца.

Измерения компонентов радиационного баланса в одном–двух пунктах и его расчет для всей поверхности ледника в целом за сезон абляции осуществимы, но весьма трудоемки. В то же время получить сведения о температуре воздуха на леднике или вблизи него, а также экстраполировать ее от ближайшей метеостанции с достаточной точностью не представляет труда, что и способствует ее приоритетному использованию в качестве основного предиктора для расчета таяния и других гляциологических параметров.

Достаточно тесная связь таяния ледников и температуры воздуха объясняется тем фактом, что все основные составляющие теплового баланса содержат прямую или косвенную информацию об этом метеорологическом параметре. Рассмотрим уравнение теплового баланса для тающей ледниковой поверхности:

$$B_k + B_o + P \pm LE - rW = 0$$

Здесь B_k – баланс коротковолновой радиации, выраженный по-иному как $Q(I-A)$, где Q – суммарная солнечная радиация; A – альbedo ледника; B_o – баланс длинноволновой радиации, при этом $B = E_n - E_a$, где E_n и E_a – соответственно излучение поверхности и атмосферы; P – турбулентный поток тепла, LE – тепло конденсации–испарения; L – скрытая теплота парообразования; наконец, rW – затрата тепла на таяние, где r – скрытая теплота таяния, а W – слой растаявшего снега или льда.

Повышенные значения B_k и температуры воздуха наблюдаются при одном и том же типе погоды, а именно, в условиях антициклона, при малооблачном небе и открытом солнечном диске. Происходит тепловая трансформация воздуха (т.е. нагревание его нижних слоев от скал и каменистой морены), достигающая ледника с долинным ветром или потоком с ближайших склонов. Таким образом, связь поглощенной ледником солнечной радиации B_k и температуры воздуха косвенная, но она достаточно тесная.

В определении баланса длинноволновой радиации ледниковой поверхности решающая роль принадлежит противоизлучению атмосферы E_a , направленному к земле. Излучение поверхности ледника E_n имеет верхний предел, так как ее температура не может подниматься выше 0° . В условиях теплой погоды при антициклоне температура нижних слоев атмосферы и E_a растет, а общая потеря тепла ледником уменьшается, либо B_o характеризуется значениями, близкими к нулю. Та-

ким образом, связь температуры воздуха и баланса длинноволновой радиации прямая, функциональная, но в абсолютном выражении вклад B_0 невелик.

Турбулентный поток тепла P также связан с температурой воздуха, но эта связь сложная, а влияние температуры неоднозначно. Характерная особенность распределения температуры над ледником – это ее инверсия в течение всех суток. Наиболее холодные и плотные слои воздуха, располагающиеся у поверхности, тормозят его перемешивание и тем самым сокращают количество тепла, получаемое из воздуха поверхностью ледника. В то же время над участками суши, свободными от снега и льда, в дневные часы происходит нагревание воздуха от скал и морены и его «всплывание», т.е. наблюдается термическая турбулентность (конвенция). Над ледником турбулентные потоки обусловлены только динамическим фактором, т.е. ветром. Но благодаря инверсии турбулентный поток тепла P всегда направлен к поверхности, в отличие от других типов поверхности земли, где P в дневные часы характеризует отток тепла и является отрицательным членом теплового баланса.

В то время как радиационный баланс определяют инструментальным путем, параметры турбулентного обмена можно получить лишь косвенными, расчетными методами. В пункте наблюдений на нескольких уровнях измеряется температура и влажность воздуха, а также скорость ветра. Методы расчета применяются те же, что и для равнинных условий, где инверсии температуры очень малы и характеризуют ночное время суток. Днем распределение температуры нормальное, т.е. понижение с высотой. В этом случае разные методы расчета P дают сходные результаты. При глубоких инверсиях над ледником величины турбулентного потока тепла, полученные разными способами, существенно различаются, благодаря чему они практически несопоставимы для отдельных ледников или регионов.

Некоторые исследователи пытались установить истинность расчета параметра P , сравнивая суточные величины стаивания верхнего слоя ледника, измеренные по рейкам и вычисленные из уравнения теплового баланса. Для большинства ледников такой способ оценки точности параметра P неприемлем, поскольку:

а) компоненты теплового баланса P и LE характеризуются очень малыми величинами, сопоставимыми с ошибками в измерении радиационного баланса;

б) при испарении P и LE имеют разные знаки и компенсируют друг друга при их любом абсолютном значении.

Получение реальных величин $P + LE$ стало возможным путем расчета этого суммарного компонента теплового баланса как разности затрат тепла на таяние и радиационного баланса для поверхности ледника в целом или большей его части.

Необходимые условия проведения такого эксперимента:

а) в процессе влагообмена наблюдается конденсация;

б) $(P + LE)$ имеет тот же порядок, что и радиационный баланс и характеризуется достаточно большими абсолютными величинами.

Такие условия были зафиксированы на небольших ледниках Полярного Урала ИГАН и Обручева. Установлено, что при таянии снега или льда 40–80 мм/сутки вклад $P + LE$ составлял 20–70% для отдельных типов погоды или участков ледников. Это превышает расчетные значения $P + LE$ на 100–200% и более.

В дальнейшем сходные выводы были сделаны и на основе наблюдений в области абляции ледника Медвежий на Памире. Здесь в условиях теплой, солнечной погоды, преобладающей летом в этом регионе, вклад турбулентной составляющей P в общие затраты тепла на таяние был около 20%, а в абсолютном выражении 120–150 кал/см²сутки, что превышает расчетные значения в 3–4 раза.

Столь детальное рассмотрение особенностей турбулентного обмена на ледниках необходимо для лучшего понимания сложной связи этого параметра с температурой воздуха. Анализ связи приводится ниже.

В общем виде расчетные формулы для P имеют вид:

$$P = f(K, \Delta t, v),$$

где K – коэффициент турбулентности, Δt – разность температуры воздуха в слое 0,5–2,0 м, v – скорость ветра на уровне 1 м от поверхности ледника.

Связь P с параметрами Δt и v линейная, прямая (P возрастает с увеличением Δt и v). Коэффициент турбулентности K заключает в себе информацию об интенсивности турбулентного обмена и также выражен в основном через Δt и v . Различия в оценках P , получаемые по разным формулам, зависят от математической формы связи:

$$K = f(\Delta t, v).$$

Несущественные параметры, входящие в это выражение, опускаем.

Примером таких расчетов K может быть использование в упрощенном виде числа Ричардсона, характеризующего степень развития турбулентности, а именно:

$$K = f(\Delta t / v^2).$$

Здесь связь K (и, следовательно, P) с температурой воздуха опосредованная и обратная: чем глубже инверсия (т.е. Δt больше), тем менее интенсивно происходит динамическое перемешивание воздуха у поверхности ледника. С ростом скорости ветра интенсивность турбулентного обмена увеличивается пропорционально квадрату скорости ветра.

Общий вывод: связь компонента теплового баланса P с температурой воздуха двоякая, разнонаправленная – с одной стороны, при повышенных значениях температуры турбулентность подавляется, с другой – поток тепла к поверхности увеличивается, если разность Δt (прямо связанная с t) больше определенных пределов. Результаты наблюдений и последующих расчетов P говорят о том, что тормозящее влияние Δt заметно при низких температурах и слабом ветре (температура ниже $8-10^\circ$, скорость ветра до $2-3$ м/с). Когда эти параметры больше указанных значений, величина P растет и вносит существенный вклад в общее количество тепла, расходуемое на таяние.

Член уравнения теплового баланса, связанный с турбулентным влагообменом, а именно, тепло, теряемое при испарении ($-LE$) или получаемое ледником в результате конденсации ($+LE$) также зависит в определенной степени (опосредованно) от температуры воздуха. Известно, что максимальное влагосодержание воздуха есть функция его температуры: чем выше температура, тем большее количество водяного пара может в нем содержаться. При температуре 0° максимальная упругость водяного пара составляет $6,1$ мбар. Таким образом, если в нижнем слое воздуха влагосодержание больше $6,1$ мбар, наблюдается конденсация и наоборот, при меньших величинах влажности происходит испарение.

Интенсивность испарения или конденсации зависит от вертикального градиента влажности (чаще всего используются ее величины в слое $0,5-2,0$ м) и скорости ветра. В реальных условиях направление потока влаги связано с особенностями климата в пределах ледникового района. Так, на Памире, где лето в основном сухое и солнечное, а ледники спускаются до высоты 3000 м и ниже, мало увлажненный, нагретый воздух приносится на ледник с долинным ветром. В области абляции

температура воздуха днем может подниматься до 15° и выше, тем не менее в процессе влагообмена преобладает испарение.

На ледниках Полярного Урала, где климат летом влажный, при тех же значениях температуры воздуха ($15\text{--}17^{\circ}$) наблюдается интенсивная конденсация. Общее количество тепла, расходуемого на таяние снега и льда, в этом регионе существенно зависит от тепла конденсации. Как указывалось выше, суммарный компонент ($P + LE$) на ледниках этого района составляет 20–70% общих затрат на таяние, в зависимости от характера погоды и морфологии конкретной зоны ледника (влияние местных ветров).

Общий вывод: связь температуры воздуха и параметра $\pm LE$ опосредованная, сложная. В большей степени она определяется характером климата и погоды. Очевиден лишь тот факт, что при смене направления потока влаги параметр LE становится положительным либо отрицательным членом уравнения теплового баланса, а общее количество тепла, затрачиваемого на таяние, существенно меняется (скрытая теплота парообразования L в 7,5 раз больше аналогичного параметра для таяния).

В заключение рассмотрим наиболее часто применявшиеся в практической гляциологии виды связи температуры воздуха и таяния (абляции) ледников. К ним относятся температурный коэффициент таяния и формула Ходакова–Кренке. Температурный коэффициент K_t – это количество стаявшего снега или льда, приходящееся на 1° положительной средней суточной температуры воздуха. Наиболее детальные исследования этого показателя были предприняты В.Л. Шульцем на ледниках и снежниках Средней Азии в сороковые–пятидесятые годы прошлого столетия. В результате было установлено следующее:

1. Температурный коэффициент K_t не остается постоянным при разных значениях температуры воздуха, с ее повышением K уменьшается; на разных объектах величина этого параметра также меняется, что может быть обусловлено характером погоды и рельефом.

2. Для температуры воздуха выше 5° среднее значение коэффициента составляет 5–7 мм/град. Если температура воздуха ниже 5° (и особенно близка к нулю) расчеты стаивания становятся ненадежными, а колебания K_t могут быть в пределах 10–20 мм/град и более.

3. Точность расчетов стаивания с помощью температурного коэффициента возрастает по мере увеличения периода осреднения и исследуемой площади ледника. Наиболее достоверные результаты могут быть получены при региональных расчетах средних многолетних величин.

Для интерпретации и более четкого понимания физических процессов, обуславливающих неустойчивость температурного коэффициента K , на одном из ледников Полярного Урала были проведены совместные измерения средней суточной температуры воздуха, радиационного баланса и стаивания.

Основные выводы, вытекающие из анализа этих данных, заключаются в следующем.

1. При температурах воздуха ниже 5° таяние определяется лишь радиационным балансом. Поэтому небольшие величины K_i соответствуют незначительному балансу и наоборот (он меняется в пределах от 2 до 12 мм/град).

2. С повышением температуры воздуха до 10° и более роль радиационного тепла перестает быть доминирующей. Значительный вклад сносит турбулентный тепло- и влагообмен, т.е. тепло конденсации. Рассматриваемый параметр K_i меняется в узких пределах – от 5 до 7 мм/град.

Наибольшее распространение среди гляциологов получила формула расчета сезонной абляции по температуре воздуха за три летних месяца, предложенная В.Г. Ходаковым и А.Н. Кренке. При выводе этой формулы были использованы данные непосредственных измерений абляции на большом числе ледников в разных географических районах земного шара – от Земли Франца-Иосифа до Антарктиды. Температура воздуха на ледниках вблизи границы питания чаще всего рассчитывалась от ближайшего пункта измерений. Для увеличения диапазона величин абляции и температуры воздуха привлекались также результаты наблюдений на снежниках Полярного Урала и Средней Азии. Кривая, построенная на основе этих данных, описывается формулой

$$A = (t + 9,5)^3,$$

где A – годовая абляция в мм слоя воды, t – средняя температура воздуха на леднике за июнь–август. Среднее квадратическое отклонение равнялось 560 мм. Абсолютное отклонение точек от средней линии достигало 1000 мм (30% величины A и более).

Наряду с большим количеством последователей этой формулы, некоторые авторы высказывали и критические замечания. В частности, указывалось, что наличие корреляции в пространстве не гарантирует связи во времени, т.е. в разные годы, а совместное использование пространственных и временных связей закономерно и целесообразно лишь при одновременном анализе физического смысла получаемых зависимостей.

Другое замечание состоит в том, что при выводе формулы ее авторы искусственно расширили диапазон колебаний температуры воздуха, по сравнению с теми, которые наблюдаются на ледниках одного региона. Построение графиков корреляции температуры воздуха и абляции для отдельных ледников позволило установить, что связь между этими параметрами с той же точностью может быть выражена прямой.

Ряд исследователей пришли к выводу, что применение указанной формулы наиболее целесообразно для средних многолетних величин абляции, когда ошибка ее расчетов минимальная. В частности, формула была использована при составлении карт абляции–аккумуляции на границе питания ледников в «Атласе снежно–ледовых ресурсов мира». В этом случае формула приобрела вид

$$A = 1,33 (t + 9,66)^{2,85} .$$

Эта глобальная формула использовалась для ряда районов земного шара при отсутствии возможности вывода региональной зависимости. Среднее квадратическое отклонение здесь составило 495 мм.

22. Температурный скачок

Температурный скачок – это разность температур воздуха между ледником и неледниковой поверхностью, достаточно удаленной от него, чтобы исключить влияние ледникового (или иного стокового) ветра. Температурный режим над этими поверхностями формируется под влиянием разных факторов.

А. На леднике один из основных процессов – это охлаждение воздуха при его контакте с холодной поверхностью снега и льда в результате турбулентного обмена и формирование температурной инверсии.

Б. Сток и накопление холодного воздуха в ночные часы при горном ветре и в течение всех суток – при ледниковом, а также потоках воздуха со склонов (особенно заснеженных) и его скапливание в микропонижениях рельефа на леднике и у конечной морены.

В. Днем – это теплый долинный ветер, нередко проникающий на ледник на значительное расстояние.

Г. Вне ледника в ясную погоду происходит интенсивное нагревание скал и участков морены (особенно темного цвета), при этом температура деятельной поверхности может достигать 30° и более. Термическая неустойчивость воздуха, интенсивная конвекция («всплывание») способствует нагреву его значительного слоя.

Величина температурного скачка не может служить мерой охлаждающего влияния ледника (как это утверждают некоторые авторы), поскольку она складывается под влиянием двух противоположных процессов – охлаждения воздуха в пределах ледника и его нагревания над свободной от снега и льда поверхностью земли.

Существуют по меньшей мере два различных способа расчета температурного скачка, учитывающих его зависимость от размеров ледника или температуры воздуха. Так, В.Г. Ходаков предложил следующую формулу:

$$\lg \Delta t_n = 0,28 x_o - 0,07,$$

где Δt_n – температурный скачок, x_o – характерный размер ледника, составляющий половину его средней ширины.

В дальнейшем, при составлении «Атласа снежно–ледовых ресурсов мира» А.Н. Кренке рекомендовал использовать разные величины скачка в зависимости от длины ледника, что учитывалось при расчете температуры воздуха на границе питания ледников. Так, при длине ледника до 0,3 км температурный скачок равнялся 0,5°; от 0,4 до 4 км – 1,0°; от 4,1 до 14 км – 1,5°; от 14,1 до 32 км – 2,0° и более 32 км – 2,5°.

Другой, альтернативный метод определения температурного скачка, нашедший широкое применение в гляциологической практике, заключается в сопоставлении результатов непосредственных измерений температуры воздуха на леднике и вблизи него, вне зоны влияния стоковых ветров. Температура воздуха вне ледника может быть получена также путем ее экстраполяции от ближайшей метеостанции. Многочисленные синхронные измерения температуры воздуха на леднике и вне

его позволили установить достаточно тесную связь температурного скачка с температурой воздуха над неледниковой поверхностью. Эта зависимость более тесная на локальном или региональном уровне. Обобщение для нескольких географических районов возможно, но теснота связи уменьшается, поскольку формирование температурного режима происходит под действием разных факторов.

Анализ температурных наблюдений на 33 ледниках Кавказа, Тянь–Шаня, Памиро–Алая и Скандинавии позволил Н.В. Давидович установить корреляционную зависимость температуры воздуха на леднике и вне его. Уравнение регрессии имеет вид:

$$t_{л} = 0,85 t - 1,20 ,$$

где $t_{л}$ – температура воздуха на леднике, осредненная за период наблюдений; t – тот же показатель над неледниковой поверхностью. Средняя квадратическая ошибка составляет $0,6^{\circ}$. По мнению автора, формула дает достаточно достоверные результаты при расчетах за многолетний период для ледников умеренных широт и менее точные – для субтропической зоны.

По результатам наблюдений на ряде ледников Тянь–Шаня и Кавказа и по формуле Н.В. Давидович получены следующие величины скачка при разных температурах воздуха вне ледника:

	Температура воздуха, °С				
	2	4	6	8	10
По данным измерений	0,8	1,2	1,6	2,0	2,6
По формуле Давидович	1,5	1,8	2,1	2,4	2,7

Общие выводы: 1. Температурный скачок отражает в летний период совокупное влияние особенностей тепловой трансформации и местной циркуляции на формирование температурного режима над ледником и неледниковой поверхностью, а не только охлаждающее воздействие ледника.

2. Оптимальные величины температурного скачка, отражающие локальные условия мезоклимата исследуемого района, могут быть получены лишь при наблюдениях на конкретных ледниках в течение полного периода абляции. Менее достоверные значения этого показателя дает использование температуры воздуха, измеренной на метеостанции и экстраполированной до уровня границы питания на леднике.

23. Связи между метеорологическими и гляциологическими параметрами

Еще в XVIII – XIX веках альпийской школой гляциологов были предприняты весьма успешные попытки связать отступление и наступание ледников с температурой воздуха и осадками – показателями, наиболее доступными для измерения и понимания физических процессов. С начала XX столетия температура воздуха стала широко использоваться для расчета снеготаяния на равнине, а с 30–40-х годов – и в горах.

Изучение реальных источников тепла, определяющих таяние снега и льда на ледниках, было начато в 30-х годах XX века сначала в Скандинавии, а затем и в Средней Азии. Однако измерение составляющих радиационного баланса и в особенности параметров турбулентного обмена было сопряжено с рядом технических и методических трудностей и поэтому оно ограничивалось кратковременными наблюдениями на малом числе ледников.

Широкомасштабные и детальные наблюдения, организованные и проведенные на ряде репрезентативных ледников в разных точках земного шара в течение Международного геофизического года (1957–1958) и особенно в период Международного гидрологического десятилетия (1965–1974) и позднее, явились основой для установления эмпирических связей между метеорологическими и гляциологическими показателями и для построения математических моделей не только в локальном, но и в региональном масштабе.

Условно все виды связей можно разделить на одно-, двух- и многофакторные. При этом метеорологические параметры не всегда служат предикторами в установлении функциональных зависимостей, но нередко – лишь независимыми переменными. Отдельное место занимает анализ синоптических ситуаций или типов погоды, определяющих разную интенсивность абляции ледников. Эти методы позволяют получить генетические связи характерных видов циркуляции атмосферы для данного региона и сочетания метеорологических показателей с абляцией ледника.

На практике для расчета абляции и других гляциологических параметров наибольшее распространение получило использование температуры воздуха. Этот

вопрос детально рассмотрен в 21 разделе. Температура воздуха служит хорошим индикатором интенсивности таяния, так как она тесно связана (прямо или косвенно) со всеми компонентами теплового баланса. Кроме того, немаловажную роль играет тот факт, что температуру воздуха можно легко измерить с достаточной степенью точности на леднике, вблизи него или экстраполировать от ближайшей метеостанции.

Самый простой показатель, используемый для расчета таяния снега и льда – это температурный коэффициент таяния, т.е. величина стаивания на 1° положительной средней суточной температуры воздуха. Но он характеризуется неопределенностью, т.е. большими колебаниями в пространстве и во времени, особенно при низких температурах воздуха (ниже 5°). Этот показатель с достаточной степенью точности может использоваться при большом осреднении (не менее декады) и для значительных по площади участков ледников или снежников. Для ледников умеренных широт его средняя величина составляет 5–7 мм/град в сутки.

При расчете сезонной абляции на границе питания ледников по температуре воздуха широко используется формула Ходакова–Кренке. Для установления связи в обработку был включен массив данных по большому числу ледниковых районов земного шара: Земля Франца–Иосифа, Полярный Урал, Скандинавия, Альпы, Алтай, Заилийский Алатау, Антарктида и др. Формула имеет вид:

$$A = (t + 9,5)^3,$$

где A – сезонная абляция на высоте границы питания, мм; t – средняя летняя температура воздуха, измеренная или рассчитанная на этом уровне.

В дальнейшем для разных регионов были подобраны другие значения показателя степени и свободного члена, уточняющие величину абляции. Эти коэффициенты были изменены также и в процессе расчета абляции–аккумуляции на границе питания ледников при составлении карт в «Атласе снежно–ледовых ресурсов мира».

Использование для отдельных ледников эмпирической зависимости, в основу которой положены результаты измерений в разных точках земного шара с различным климатом, вызывает сомнение у некоторых гляциологов, так как корреляция в пространстве не гарантирует устойчивой связи во времени. Кроме того, значительный разброс точек на графике этой связи (величины сезонной абляции от-

стоят от средней линии на 1000–1500 мм, т.е. на 30–50% ее абсолютных значений) свидетельствует о неоднозначности процессов формирования абляции в разных условиях климата и рельефа.

Анализ двухфакторных связей метеорологических и гляциологических показателей, как правило, включает температуру воздуха и радиационные характеристики – радиационный баланс или поглощенную солнечную радиацию (т.е. баланс коротковолновой радиации). Попытки установить такие связи были сделаны для ледников Полярного Урала, Памира, Тянь–Шаня. В этом случае при математической обработке данных радиационный параметр используется лишь как статистическая переменная, а не в истинном значении – как один из главных источников тепла для таяния снега и льда.

Отметим также, что температура воздуха по отношению к радиационному параметру не является независимой переменной, так как в скрытом виде она содержит влияние радиационного компонента теплового баланса. Повышенные значения температуры и солнечной радиации наблюдаются при одних и тех же типах погоды – малооблачном небе в условиях антициклона.

Установлено, что в горах баланс коротковолновой радиации, несмотря на техническую простоту и высокую точность его измерений в отдельные моменты времени, при суммировании за сутки и более определяется с большими погрешностями вследствие частых колебаний облачности между сроками наблюдений. Общий вывод – применение радиационных параметров для установления двухфакторных связей дает лишь незначительные уточнения при расчетах абляции и не способствует выяснению функциональных зависимостей.

Использование нескольких аргументов при анализе многофакторных связей чаще всего преследует цель определить ведущую роль одного–двух параметров. Особенно важно такое исследование за короткие интервалы времени, порядка нескольких дней, когда генетические, функциональные связи между таянием и метеорологическими показателями еще не уступают место чисто статистическим.

Такой эксперимент, в частности, был проведен на леднике Туюксу в Заилийском Алатау в течение трех летних периодов. В качестве предикторов были выбраны следующие показатели:

а) текущий баланс массы (т.е. понижение поверхности в водном эквиваленте), рассчитанный за 5 или 10 дней;

б) баланс коротковолновой радиации за те же периоды, полученный на основе данных измерений его составляющих в другие годы;

в) средняя суточная температура воздуха, относительная длительность солнечного сияния, нижняя облачность, суточное количество осадков по данным метеостанции, находящейся в 500 м от конца ледника, на боковой морене;

г) высота изобарической поверхности 500 мбар, отражающая характер атмосферной циркуляции в исследуемом районе по данным ближайшей станции радиозондирования (Алма–Ата).

По этим материалам были рассчитаны математические зависимости и коэффициенты корреляции текущего баланса массы с одним, двумя и более переменными. Однофакторная связь с коэффициентом корреляции более 0,8 установлена лишь для температуры воздуха, с остальными параметрами она значительно ниже. Связь с двумя переменными характеризуется увеличением коэффициентов корреляции для всех параметров, при этом наилучшую (0,90) дает комбинация температуры и солнечного сияния. Использование для улучшения связи трех и более показателей мало влияет на результат – коэффициенты корреляции растут всего на 0,04–0,06.

Таким образом, было установлено, что температура воздуха, длительность солнечного сияния, баланс коротковолновой радиации и высота изобарической поверхности 500 мбар играют почти равноценную роль при определении таяния и его причин за непродолжительные интервалы времени, соизмеримые с длительностью одного–двух синоптических периодов. Перечисленные параметры могут рассматриваться как генетико–статистические факторы оцениваемых связей. В целом описанную методику анализа многофакторной зависимости суточной абляции от разного сочетания метеорологических параметров следует рассматривать в основном как способ выявления роли каждого из них и лишь во вторую очередь – для расчета таяния за короткие интервалы времени.

Устойчивые функциональные или опосредованные связи метеорологических и гляциологических параметров обычно устанавливаются для отдельных ледников в условиях сходного мезоклимата, реже они имеют региональный масштаб. Выяв-

ление причин колебаний абляции на макромасштабном уровне требует иного подхода, а именно, привлечения сведений о повторяемости тех или иных синоптических процессов или типов погоды, охватывающих значительные площади (порядка нескольких сотен или даже тысячи километров).

В то время как наименование синоптических процессов или видов циркуляции, употребляемое разными авторами, аналогично (например, – теплый сектор циклона, ядро повышенного давления, холодный фронт и т.д.), классификация типов погоды, применяемая отдельными исследователями, различается.

Так, для ряда ледников Кавказа и Северного Тянь-Шаня были выделены четыре генетических типа погоды, учитывающих вид атмосферной циркуляции и наличие осадков: *антициклональный, конвективный без осадков и с осадками, фронтальный*. Эта типизация использовалась как при анализе условий формирования составляющих теплового баланса, так и в практических целях. Для указанных типов были рассчитаны характерные суточные величины радиационного баланса, по которым можно получить слой стаявшего снега или льда в определенной зоне или на всей поверхности ледника (если имеется информация об альбедо).

Иная классификация типов погоды была предложена для ледников Алтая, а именно: *теплая, ясная погода; холодная, малооблачная; погода с переменной облачностью; фёновая; пасмурная, дождливая; летние снегопады*. Как следует из этого перечня, в основу положены иные критерии – температурный фон, облачность, наличие или отсутствие осадков, т.е. качественные признаки, не связанные с атмосферной циркуляцией.

Существуют и другие виды классификации погоды и типов циркуляции, применяемые для оценки интенсивности таяния ледников. Так для ледников Канадского Арктического архипелага была разработана классификация синоптических процессов, учитывающих пути проходящих циклонов и направление преобладающих потоков в атмосфере. В результате получены линейные уравнения связи разных типов циркуляции с интенсивностью таяния.

Подробнее разные методы оценки таяния снега и льда с использованием метеорологических показателей описаны в работе автора «Метеорология горных ледников», глава 4 (см. в сборнике «Материалы гляциологических исследований», вып. 92, М., 2002 г.).