М. К. ГАВРИЛОВА

СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА НА КОНТИНЕНТАХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

М. К. ГАВРИЛОВА

СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА НА КОНТИНЕНТАХ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук *В. Т. Балобаев*

3811

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1981

УДК 551.340 : 525(551.580 : 582 : 584)

Гаврилова М. К. Современный климат и вечная мерзлота на континентах.— Новосибирск: Наука, 1981.

Рассматриваются количественные связи многолетнего промерзания горных пород с современным климатом. Дается история исследования теоретических и эмпирических взаимосвязей показателей климата и промерзания — протаивания почвогрунтов. Выделены элементы климата, которые прямо или косвенно характеризуют многолетнее промерзание горных пород в пространстве и во времени. Расписан послойно тепловой баланс мерзлой толщи. Даны географические интерпретации теплового потока в почвогрунтах по экспериментальным данным. Приводятся серии теплобалансовых и термических карт земного шара в соотношении с границами криолитозон на разных континентах, в том числе мировая карта средней годовой температуры воздуха, впервые построенная автором. Представлены оригинальные мерзлотно-климатические карты по сезонам промерзания и протаивания, а также по году для Евразийского и Североамериканского континентов.

Книга представляет интерес для мерзлотоведов, климатологов, физико-географов и других лиц, занимающихся изучением или освоением районов распространения многолетнемерзлых горных пород.

Ил. 50, табл. 13, библиогр. 542.

Г $\frac{20806-900}{055(02)-81}$ 152.81.1904060000.

© Издательство «Наука», 1981.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетнемерзлые горные породы («вечная мерзлота») охватывают почти половину территории СССР и почти четверть земного шара. Они распространены как в северном, так и в южном полушариях, однако основная область их — континенты Евразии и Северной Америки. Вечная мерзлота встречается главным образом в полярных и приполярных районах, а также высоко в горах умеренных широт. Приуроченность мерзлоты к холодным регионам Земли свидетельствует о тесной зависимости ее от климата. И хотя зона многолетней мерзлоты сформировалась на протяжении длительного времени, порядка десятка и сотен тысяч, а то и миллиона лет, влияние современных климатических условий на сохранение, динамику и новообразование ее в наши дни — вполне очевидно.

Исследование связи вечной мерзлоты с климатом имеет большое теоретическое значение с точки зрения познания природного явления, а также развития нашей планеты как в прошлом, настоящем, так и в будущем. Исследование этой связи имеет и большое практическое значение с точки зрения возможности активного воздействия на мерзлоту в нужном направлении при изменении нано-и микроклиматических условий. Климатические (метеорологические) показатели используются при всевозможных расчетах температурного режима горных пород, а также при выявлении особенностей сезонного промерзания — протаивания грунтов в различных обстановках.

Представления о зависимости вечной мерзлоты от климата существуют на протяжении, вероятно, более четырех веков. Однако попытки установления количественной связи между показателями климата и многолетнего промерзания горных пород начались лишь с 80-х годов прошлого столетия (Г. И. Вильд и др.). Особый интерес к ним возрос в 30-х годах нынешнего столетия, в период становления мерзлотоведения (В. Б. Шостакович, А. А. Григорьев, М. И. Сумгин и др.), а также в 50-х годах в связи с развитием теории теплообмена литосфера — почва — атмосфера (В. А. Кудрявцев, П. Ф. Швецов и др.). Однако малочисленность надежных и массовых климатических, а также и геокриологических материалов в те времена не позволяла исчерпывающе разрешить эту проблему.

В настоящее время существенно увеличилось число материалов в области как климатологии, так и мерзлотоведения. В частности, гидрометеослужбой СССР в 60—70-х годах были выпущены серии климатических справочников по всем районам страны с большим количеством хорошо обработанных всевозможных метеорологических показателей. В последние десятилетия изданы детальные климатические атласы, охватывающие как территорию страны, так и зарубежные регионы: «Климатический атлас СССР» (1960), «Атлас теплового баланса земного шара» (1963), «Агроклиматический атлас мира» (1972) и др.

В последние годы появились и серии геокриологических карт: схематические мира [Баранов, 1959б] и северного полушария [Некрасов, 1971б] и более подробные СССР [Некрасов, 1970; Некрасов, Климовский, 1978], Монголии [Геокриологические условия Монгольской Народной Республики, 1974], Аляски [Permafrost map of Alaska, 1965], Канады [Permafrost in Canada, 1967], Северной Америки [Third international conference..., 1978] и др.

Все это позволяет в настоящее время приступить к более детальному сопоставлению распределения климатических элементов и характера распространения многолетнемерзлых горных пород на континентах и по земному шару, что и сделано в данной работе.

Исследования проводятся по типам генетической связи климат — вечная мерзлота, предложенным автором [Гаврилова, 1977, 1978; Gavrilova, 1978]. Согласно этой схеме выделяются следующие связи: космические, планетарные, макроклиматические, мезоклиматические, микроклиматические, наноклиматические, почвенно-грунтовые, или мерзлых толщ. Здесь мы рассматриваем только макроклиматические и частично мезоклиматические, микроклиматические, наноклиматические и почвенно-грунтовые связи, т. е. те, которые в настоящее время поддаются экспериментальной количественной оценке климатологов. Так, указанные соотношения можно проследить при анализе массового материала сети метеорологических станций, а также по материалам специальных экспедиционных наблюдений.

В процессе работы выяснилось, что, несмотря на многочисленность климатических карт, все же до

сих пор не имеется таких, которые необходимы для мерзлотоведов: средней годовой температуры воздуха, температуры земной поверхности и т. д. В результате пришлось заняться трудоемкой работой построения некоторых климатических карт по имевшимся в нашем распоряжении материалам в основном для территории Евразии (преимущественно СССР). Так, нами представлены: средние годовые температуры воздуха (мира и СССР) и земной поверхности, годовые суммы градусо-дней воздуха и земной поверхности, средняя высота снежного покрова за зиму, суммы составляющих радиационного баланса и температурных характеристик отдельно по сезонам промерзания и протаивания горных пород и др. Наряду с этим рассмотрены некоторые подобные показатели для территории Северной Америки.

Однако ввиду сложности исследования автор считает, что проблема количественной связи климат — вечная мерзлота остается еще до конца не разрешенной. Потребуются годы, за которые накопятся как сами количественные материалы, так и усовершенствуются методы их интерпретации.

Автор глубоко благодарен докторам географических наук И. А. Некрасову, А. В. Павлову и Н. А. Ефимовой, кандидату геолого-минералогических наук В. Т. Балобаеву, кандидатам географических наук Д. Д. Саввинову, А. К. Шкадовой и Е. И. Несмеловой и другим, просмотревшим книгу в рукописи и высказавшим полезные советы и замечания.

Большой объем иллюстративных работ выполнен в бюро оформления Института мерзлотоведения СО АН СССР.

С 1 января 1980 г. в СССР совершен официальный переход к новой международной системе измерения СИ. В метеорологии это коснулось пока главным образом давления воздуха (в настоящей книге не упоминается) и данных актинометрических измерений. Поскольку при подготовке рукописи был выполнен большой объем работ по построению карт составляющих радиационного баланса в старых единицах (несистемных), при этом некоторые карты заимствованы и у других авторов (это создает дополнительные неудобства при перестройке их), найдено целесообразным представить работу в старых (европейских) единицах измерения. Для возможности перевода упоминаемых в монографии величин в новую международную шкалу ниже помещена соответствующая таблица.

Перевод внесистемных единиц радиации в Международную систему единиц измерения СИ 1 ккал/см²=41,868 МДж/м², 1 МДж/м²=0,023834 ккал/см²

ккал/см²	МДж/м²	ккал/см²	МДж/м²	ккал/см²	МДж/м²
—5,0	—209,340	15,0	628,020	36,0	1507,248
—4,5	—188,406	15,5	648,954	37,0	1549,116
—4,0	—167,472	16,0	669,888	38,0	1590,984
—3,5	—146,538	16,5	690,822	39,0	1632,852
—3,0	—125,604	17,0	711,756	40,0	1674,720
—2,5	—104,670	17,5	732,690	41,0	1716,588
—2,0	—83,736	18,0	753,624	42,0	1758,456
—1,5	—62,802	18,5	774,558	43,0	1800,324
—1,0	—41,868	19,0	795,492	44,0	1842,192
—0,5	—20,934	19,5	816,426	45,0	1884,060
0,0	0,000	20,0	837,360	46,0	1925,928
0,5	20,934	20,5	858,294	47,0	1967,796
1,0	41,868	21,0	879,228	48,0	2009,664
1,5	62,802	22,0	921,096	49,0	2051,532
2,0	83,736	22,5	942,030	50,0	2093,400
2,5	104,670	23,0	962,964	55,0	2302,740
3,0	125,604	23,5	983,898	60,0	2512,080
3,5	146,538	24,0	1004,832	65,0	2721,420
4,0	167,472	24,5	1025,766	70,0	2930,760
4,5	188,406	25,0	1046,700	75,0	3140,100
5,0	209,340	25,5	1067,634	80,0	3349,440
5,5	230,274	26,0	1088,568	85,0	3558,780
6,0	251,208	26,5	1109,502	90,0	3768,120
6,5	272,142	27,0	1130,436	95,0	3977,460
7,0	293,076	27,5	1151,370	100,0	4186,800
7,5	314,010	28,0	1172,304	105,0	4396,140
8,0	334,944	28,5	1193,238	110,0	4605,480
8,5	355,878	29,0	1214,172	115,0	4814,820
9,0	376,812	29,5	1235,106	120,0	5024,160
9,5	397,746	30,0	1256,040	125,0	5233,500
10,0	418,680	30,5	1276,974	130,0	5442,840
10,5	439,614	31,0	1297,908	135,0	5652,180
11,0	460,548	31,5	1318,842	140,0	5861,520
11,5	481,482	32,0	1339,776	145,0	6070,860
12,0	502,416	32,5	1360,710	150,0	6280,200
12,5	523,350	33,0	1381,644	160,0	6698,880
13,0	544,284	33,5	1402,578	170,0	7117,560
13,5	565,218	34,0	1423,512	180,0	7536,240
14,0	586,152	34,5	1444,446	190,0	7954,920
14,5	607,086	35,0	1465,380	200,0	8373,600

ГЛАВА 1

К ОЦЕНКЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ СВЯЗИ КЛИМАТ — ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА

1.1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СВЯЗИ КЛИМАТА И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ В РОССИИ И СССР

Правильное практическое понимание зависимости многолетнего промерзания горных пород от климата сложилось в России уже, достоверно, в XVI в. Но научное обоснование этой связи началось лишь в середине XVIII в. трудами М. В. Ломоносова (1949 и др.). Однако в то время пришлось ограничиться только гипотетическими рассуждениями, так как тогда метеорологическая сеть только зарождалась, а сведения о явлении мерзлоты носили единичный характер. (Подробно о развитии преимущественно качественных представлений о связи климат — вечная мерзлота в России, СССР и за рубежом см. в монографии автора [Гаврилова, 1978]).

Лишь более чем через сто лет после Ломоносова (в последней четверти XIX в.) появилась возможность первой попытки количественной увязки климата и многолетнего промерзания горных пород.

Директор Русской геофизической обсерватории Г. И. Вильд (1882) попытался рассчитать предел распространения мерзлоты. Температуру горной породы на глубине затухания годовых колебаний температуры ($t_{гр}$) он выразил как:

$$t_{гр}=t_{в.год}+0{,}9^\circ+0{,}22\cdot 2{,}97^\circ=t_{в.год}+1{,}6^\circ \qquad (1.1)$$

Следовательно, в местах, где есть мерзлые породы, средняя годовая температура воздуха ($t_{в.год}$) не должна быть выше $-1{,}6^\circ$. Учитывая, что высокое давление и капиллярные каналы в почве задерживают замерзание, вероятнее всего за южную границу мерзлых пород на карте принять годовую температуру воздуха -2°С. Это для мест, лежащих на уровне моря. Для горных местностей следует вводить поправку на понижение температуры с высотой.

Положение названной изотермы более или менее согласовалось со схематической границей мерзлоты по К. М. Бэру, построенной им по скудным тогда данным. Однако Г. И. Вильд понимал, что указанный им критерий не является абсолютным: «...Выведенная нами для границы замерзшей почвы теоретическая величина представляет только среднюю величину, т. е. она может значительно изменяться для каждого отдельного места, в зависимости от различия качества почвы, от вековых перемен температуры и прочее» [Вильд, 1882, с. 358].

Великий русский климатолог А. И. Воейков в эти годы также уделяет внимание количественной увязке границы распространения вечной мерзлоты и климатических показателей. В дополнение к температуре воздуха он привлекает снежный покров, подчеркивая теоретически его исключительную теплозащитную роль в процессе промерзания грунтов [Воейков, 1949].

А. И. Воейковым были установлены основные закономерности формирования температурного режима в природной среде и механизм передачи тепла в горные породы вообще [Воейков, 1952 и др.]. Им в конце XIX и начале XX в. были изложены полные представления о составляющих теплового баланса земной поверхности, являющихся основными источниками прогревания или охлаждения верхнего слоя горных пород. Однако количественных данных этих процессов в то время не имелось.

В конце прошлого столетия горный инженер Л. А. Ячевский (1889) попытался определить количественные соотношения между различными факторами, способствующими развитию многолетнемерзлых горных пород, на фактических материалах. Он подтвердил мысль А. И. Воейкова о роли снежного покрова в промерзании почв. На конкретных примерах он показал, что одна только низкая температура не определяет интенсивность промерзания. По Л. А. Ячевскому, температура, снежный покров и летние осадки — главные факторы особенностей развития многолетнемерзлых горных пород. Но на их фоне появляются и факторы местного характера: литологический состав, гидрохимические процессы, водоносность горизонтов, прозрачность атмосферы, экспозиция склонов по отношению к поступлению солнечной энергии и т. д.

Таким образом, Л. А. Ячевский показал сложность явления вечной мерзлоты, обусловленного как климатическими, так и геологическими причинами. Им была предпринята попытка построения схематической карты южной границы распространения многолетнемерзлых горных пород как по климатическим, так и по действительным данным.

Л. А. Ячевский интересовался вопросами формирования температурного режима Земли и в дальнейшем. Им (1905) были сформулированы основные теоретические положения состояния Земли в глобальном масштабе. Основными факторами, опреде-

ляющими термический режим Земли, являются: поступление солнечной энергии, излучение земной поверхности, термохимические явления на Земле, геологические процессы, перемещение полюсов и, как следствие этого, изменение климатических условий.

Благодаря усилиям А. И. Воейкова и Л. А. Ячевского были составлены первые инструкции о собирании сведений по вечной мерзлоте [Инструкция для изучения мерзлоты..., 1895; Программа для собирания сведений..., 1889; Инструкция для изучения мерзлоты..., 1912]. В частности, указывалось, что в случае обнаружения мерзлых пород на приисках, горных, дорожных и прочих разработках необходима обязательная фиксация температуры грунта, температуры воздуха, ветра, снежного покрова, осадков, испарения, продолжительности солнечного сияния, наличия подземных вод и других физико-географических особенностей местности.

В первые десятилетия XX в. идет постепенное накопление как отдельных данных об особенностях многолетнемерзлых горных пород, так и систематических метеорологических наблюдений, в том числе по температуре почвы. При этом большое внимание уделяется связи многолетнего промерзания горных пород как с общими климатическими условиями, так и с факторами локального характера (состав грунтов, влажность их, характер напочвенного покрова, растительность и т. д.), т. е. микроклиматическими и последующими более мелкомасштабными тепловыми воздействиями.

Показательны в последнем плане работы, поставленные Метеорологическим бюро Амурской области под руководством М. И. Сумгина. В серии работ экспедиции [Материалы метеорологических станций..., 1913] была показана взаимосвязь климата, микроклимата, растительности, почв и вечной мерзлоты прерывистого и островного распространения по результатам непосредственных наблюдений.

В 1913 г. появляется труд А. В. Вознесенского и В. Б. Шостаковича «Основные данные для изучения климата Восточной Сибири». В этой работе приводятся сведения по промерзанию почвы (в основном качественного характера) по 145 пунктам Западной Сибири и Забайкалья. Явление мерзлоты рассматривается как показатель климата. Авторами проводится сопоставление построенных ими карт распространения многолетнемерзлых пород и снежного покрова. Большое внимание уделяется влажности почвы. Отмечено, что увлажненные участки протаивают медленнее.

А. В. Вознесенский и В. Б. Шостакович исследуют механизм образования многолетнемерзлых пород, считая их продуктом ежегодного избытка отрицательной температуры. Почва при таких условиях зимой теряет больше тепла, чем получает его летом. Весь мерзлый слой летом не успевает оттаять и образуется «ядро мерзлоты». Толща этого слоя увеличивается из года в год, пока не достигает глубины, где проникающий сверху холод уравнивается внутриземными потоками. В зависимости от колебания температурных условий зимы и лета граница мерзлых пород ежегодно перемещается.

С точки зрения авторов, образование мерзлоты представляется явлением современным и вполне объяснимым действием существующих условий. Явление мерзлоты на глубине ежегодного замерзания и оттаивания есть следствие пониженной температуры года, т. е. современная мерзлота. Явление мерзлоты на большой глубине есть результат прежнего, более сурового климата.

В этой работе впервые для Сибири приводятся средние многолетние данные по температуре почвы для ряда пунктов. Анализируются особенности промерзания и прогревания почвы в холодные и теплые периоды года на естественных и оголенных площадках.

В том же 1913 г. известный исследователь почв Сибири Р. И. Аболин, резюмируя сложившиеся к тому времени представления о происхождении многолетнемерзлых пород, писал: «...Постоянная мерзлота земли... в основе своей вызывается климатическими факторами, но... в каждом конкретном случае присутствие и степень развития ее является весьма сложной функцией многообразных климатических, метеорологических, гидрографических, геологических, даже орографических и других факторов... Средние температуры воздуха..., если эти температуры ниже 0°, говорят нам лишь о возможности существования в данной местности постоянно мерзлого грунта. Эта возможность, однако, без всестороннего изучения ни в коем случае не может быть превращена в обязательность» [Аболин, 1913, с. 45].

Р. И. Аболин предлагал организацию стационарных наблюдений за многолетним промерзанием горных пород. При этом он обращал внимание на определение годового баланса тепла в воздухе, на связь температуры воздуха, температуры поверхности почвы и температуры глубинных слоев, на зависимость температурного режима почвы от физических свойств и влажности ее, на определение теплового баланса в горных породах на больших глубинах.

Вопрос о создании сети мерзлотных стационаров поднимается вновь уже в советское время метеорологом Е. В. Мальченко (1928) в связи с работами крупной комплексной экспедиции АН СССР по изучению Якутской республики. Он считал необходимым изучать на станциях глубину залегания нижней поверхности мерзлоты; колебание глубины летнего оттаивания; суточный и сезонный ход температуры на различных глубинах; глубину слоя постоянной температуры и степень затухания температурных колебаний; зависимость промерзания от растительности, влажности и состава почвы и т. д. Параллельно необходимы метеорологические и гидрологические наблюдения.

Такие мерзлотные стационары-станции были впоследствии организованы в нашей стране во второй половине 30-х и последующих годах: Игарская, Якутская, Анадырская, Воркутская и др. Однако в конце 20-х годов, т. е. ко времени становления мерзлотоведения, многие рассуждения о связи климат — вечная мерзлота носили большей частью качественный характер, будучи не подтвержденными систематическими количественными измерениями.

О состоянии климатологических, в частности теплобалансовых, исследований в мерзлотоведении в то время хорошо было сказано у М. И. Сумгина в предисловии к его знаменитой книге «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР» (1927).

М. И. Сумгиным были рассмотрены многие аспекты особенностей промерзания горных пород. В частности, можно считать, что им дальше было развито учение А. И. Воейкова о тепловой роли

снежного покрова. На конкретных материалах было показано, что снежный покров имеет не только отепляющее, но и охлаждающее значение, особенно во вторую половину зимы.

Анализируя температурные измерения в почве на ст. Бомнак в Амурской области, М. И. Сумгин выводит «показатель потепления» почвы на глубине 1,5 м для апреля:

$$\Delta t_{\text{гр}(1,5)} = \frac{\Delta t_{\text{в}(\text{II}-\text{I})}}{h_{\text{сн}}}, \qquad (1.2)$$

где $\Delta t_{\text{в}}$ — разность показаний температуры воздуха в феврале и январе; $h_{\text{сн}}$ — высота снежного покрова в феврале.

Тепловой эффект снежного покрова зависит не только от времени года, но и от соотношения температуры воздуха, высоты и плотности снежного покрова, температуры на поверхности снега и под ним, приходо-расхода лучистой энергии и т. д.

Следует заметить, что многие проблемы мерзлотоведения, поставленные М. И. Сумгиным в конце 20-х годов текущего столетия, не разрешены или изучены не в достаточной степени и в настоящее время.

В конце 20-х — начале 30-х годов возникает интерес к выражению количественных критериев явления многолетнего промерзания горных пород (метод климатических коэффициентов).

В. Б. Шостакович (1928) попытался вывести коэффициент зависимости промерзания почвы от средней зимней (декабрь — февраль) температуры воздуха ($t_{\text{в. зимн}}$) и высоты (январь) снежного покрова ($h_{\text{сн}}$):

$$K_{\text{ш}} = \frac{t_{\text{в.зимн}}}{h_{\text{сн}(\text{I})}}. \qquad (1.3)$$

Значения коэффициента довольно равномерно распределились по территории Западной и Восточной Сибири. Мерзлота встречается там, где коэффициент равен или меньше $-0{,}5$. Автор пробовал также определить нижнюю границу мерзлых пород.

А. А. Григорьев (1930, 1932) вводит новый коэффициент, учитывающий комплекс гидрометеорологических факторов: сумму отрицательных средних месячных температур воздуха ($\Sigma t_{\text{в}}$), среднюю толщину снежного покрова для месяца с максимальной толщиной снега ($h_{\text{сн. макс}}$), сумму положительных средних месячных температур ($\Sigma t_{\text{в}_+}$), сумму осадков за теплый период (Σr):

$$K_{\text{г}} = \frac{\Sigma t_{\text{в}_-}}{h_{\text{сн. макс}} \cdot \Sigma t_{\text{в}_+} \cdot \Sigma r}. \qquad (1.4)$$

По полученным коэффициентам А. А. Григорьевым были выделены районы с мерзлыми горными породами ($K_{\text{г}} > 0{,}000095$), переходные области ($K_{\text{г}} = 0{,}000080$—$0{,}000095$) и с отсутствием мерзлоты ($K_{\text{г}} < 0{,}000080$).

М. И. Сумгин (1933) указывает, что основным недостатком этих методов является отсутствие объекта (почвы или горной породы), на которой воздействуют климатические факторы. Но и сами климатические показатели учитываются не в полной степени. Наблюдается эволюция в учете климатических факторов: средняя годовая температура воздуха; средняя температура воздуха и снежный покров; сумма температур, снежный покров, осадки и т. д. Но, очевидно, и эти элементы еще далеко не исчерпаны, в частности, совершенно не учитывается тепло лучистой энергии.

Методы климатических коэффициентов надо разрабатывать и в дальнейшем, говорит М. И. Сумгин, но коэффициенты должны быть получены на основании экспериментальных полевых и лабораторных исследований. В будущем должны учитываться и теплообменные характеристики внешней среды, и теплофизические свойства самой почвы. Климатические коэффициенты нужны для определения южной границы многолетнего промерзания и других целей мерзлотоведения, в частности тепловой мелиорации.

Не имея возможности развернуть в полной мере климатологические и теплобалансовые исследования своими силами, мерзлотоведы обращаются к метеорологам. Так, Е. В. Мальченко (1930) было составлено климатическое описание области вечной мерзлоты в пределах страны по всем основным метеорологическим элементам. Им отмечено, что для образования мерзлоты требуется отсутствие снежного покрова или малая мощность его. При низкой температуре многолетнемерзлые горные породы могли образоваться до появления ледового покрова. Образовавшиеся ледники способствовали сохранению их.

Для участия в совещании по вечной мерзлоте, организованном Комиссией по изучению естественных производительных сил СССР АН СССР в апреле 1929 г., был приглашен из Главной геофизической обсерватории основоположник советской актинометрии Н. Н. Калитин. Н. Н. Калитин (1930) предложил мерзлотоведам подключиться в своих исследованиях к актинометрической сети гидрометеослужбы (находившейся тогда в зачаточном состоянии).

В 1937 г. вышло второе издание книги М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР». За десять лет, прошедших со времени первого издания, учение о многолетнемерзлых горных породах несколько расширилось. Мерзлотоведение за это время превратилось в самостоятельную науку. Однако многие вопросы мерзлотоведения все еще развивались слабо. В частности, медленно развертывались работы по количественным геотермическим измерениям. В предисловии ко второму изданию своей книги М. И. Сумгин отмечает, что помещенные им в первом издании геотермические данные остаются, по существу, единственными опубликованными материалами к этому времени.

В этом издании в более развернутом виде М. И. Сумгиным подчеркивается его тезис, высказанный еще в первом издании книги,— если нет климатических условий для образования многолетнемерзлых горных пород, то их и не будет.

Большое внимание М. И. Сумгин в это время уделяет сезонному промерзанию —протаиванию горных пород. За деятельный им принимается слой ежегодного замерзания и оттаивания. Мощность его измеряется от дневной поверхности почвы (без растительности) до верхней поверхности мерзлых пород. М. И. Сумгин уловил две основные тенденции в распределении глубины сезонного протаивания: 1) с возрастанием широты места глубина деятельного слоя уменьшается, 2) в данном месте наибольшее протаивание характерно для сухих песчаных и гравелистых грунтов, наименьшее — для торфянис-

тых; глинистые грунты находятся в промежуточном положении, но ближе к пескам.

Дополнительно к первому изданию книги М. И. Сумгиным были рассмотрены многие аспекты мерзлотоведения. В частности: о типах залегания многолетнемерзлых толщ у южной границы, о теплопроводности горных пород в зависимости от влажности и льдистости, о физико-механических свойствах мерзлых пород и др. Им была составлена новая карта районов вечной мерзлоты в СССР по температуре горных пород на глубине 10—15 м.

Специальная глава книги посвящена деградации многолетнемерзлых пород. Анализируя характер кривых распределения температуры с глубиной, М. И. Сумгин указал на связь их с климатическими условиями. Постепенное повышение температуры с глубиной свидетельствует о соответствии температурного режима в горных породах современным климатическим условиям. Кривые, обращенные выпуклостью в сторону отрицательных температур, т. е. отражающие первоначальное понижение температуры с глубиной, а затем ее возрастание, говорят о деградации многолетнего промерзания. Волнообразное распределение температуры по вертикали отражает колебания климата в сторону как потепления, так и похолодания.

В 40-х годах продолжается накопление фактического материала в мерзлотоведении. Большое внимание в это время уделяется усовершенствованию методики геотермических и других измерений [Шимановский, 1942; Кондратьева, 1945; и др.].

В середине 40-х годов Д. В. Редозубовым была представлена теория формирования температурного режима многолетнемерзлых горных пород. «Основными факторами, создающими температурное поле в верхних слоях Земли..., являются климат и внутреннее тепло Земли» (1946, с. 138). Математически однозначной связи между температурой горных пород и температурой воздуха нет. Температурный режим в горных породах определяется совокупным действием ряда условий: солнечная инсоляция, испарение, тепло фазовых переходов грунтовой влаги, теплоизоляция мохового покрова и снега, тепло фильтрующих вод, биологическая теплота, неровности рельефа и связанный с этим микроклимат, теплопроводность грунтов и т. д. Учесть все эти факторы в единой математической форме пока невозможно.

В 1946 г. С. П. Качуриным (1946) была предпринята попытка построения карты сезонного промерзания грунтов по территории СССР с привлечением фактических и косвенных данных. Карта была построена путем наложения вспомогательного материала: ландшафтного (рельеф, четвертичные отложения, геоморфология, почва, растительность) и климатического (атмосферное давление, средняя годовая температура воздуха, максимальная и минимальная температура воздуха, число дней в году со средними суточными температурами в определенных пределах, сезонное и годовое количество осадков, высота снежного покрова и длительность его залегания, пасмурность неба в январе и июле). Автор считал, что он не использовал только солнечную радиацию и влажность воздуха, поскольку таковых данных не оказалось. В результате кропотливой работы была получена схематическая карта лишь для европейской части страны. Азиатскую территорию из-за малочисленности или отсутствия исходного материала осветить не удалось.

В эти же годы шла разработка несложных эмпирических или полуэмпирических формул для приближенного расчета глубины промерзания грунтов в зависимости от доступных тогда наземных метеорологических данных.

Так, наиболее простым выражением зависимости глубины промерзания ($h_{пром}$) от суммы отрицательных средних суточных температур воздуха была формула В. Ф. Утенкова (1945) вида

$$h_{пром} = 60\left[4\left(\frac{\Sigma t_в}{1000}\right) - \left(\frac{\Sigma t_в}{1000}\right)^2\right]. \qquad (1.5)$$

Однако связь была выведена эмпирически на малом числе случаев (пункты южной полосы Сибири по наблюдениям одной зимы) и давала удовлетворительные результаты лишь для глин и суглинков и суммы температур 2000°.

Немногим, ранее А. Н. Будниковым (1938) на основе формулы Стефана (см. далее) была представлена зависимость

$$h_{пром} = 2\lambda\sqrt{\Sigma t_в \cdot c_{сн}}, \qquad (1.6)$$

где $c_{сн}$ — коэффициент, учитывающий влияние снега (по его высоте и плотности); λ — коэффициент теплопроводности грунта, с помощью которого была сделана попытка привязки к грунту. Однако в то время данных по теплопроводности фактически не было. Большая зависимость λ от влажности грунта, которую тогда невозможно было оценить, приводила к расчетным погрешностям.

Некоторая модификация формулы за счет усреднения коэффициента теплопроводности, зависящего от температуры, была позже сделана А. В. Стоценко (1950). Формула Будникова, вследствие простоты, используется зачастую в практике инженерного мерзлотоведения до сего дня. [Технические условия..., 1960; Черкашин и др., 1971; и др.].

Попытка введения в расчетные формулы глубины промерзания характеристик влажности местности с учетом непосредственных температурных измерений в верхнем слое (почве) была сделана П. И. Колосковым (1947). Им были предложены эмпирические формулы для расчета глубины зимнего промерзания почвы под естественным и оголенным покровами.

Для естественного покрова:

$$h_{пром} = K\frac{A - 2t_{гр}}{\sqrt{t_{гр}W}} + 40, \qquad (1.7)$$

где $h_{пром}$ — глубина промерзания, см; $t_{гр}$ — средняя годовая температура почвы на глубине 40 см; W — климатический показатель увлажненности (отношение годовых осадков к сумме средних месячных дефицитов влажности); k — коэффициент, определяемый из наблюдений (в среднем равен 65); 40 — глубина от поверхности почвы, см; A — средняя годовая амплитуда температуры почвы на глубине 40 см.

Для оголенного покрова:

$$h_{пром} = K\sqrt{\frac{\Sigma t_{в_}}{t_{в_} \cdot W}}, \qquad (1.8)$$

где $\Sigma t_{в_}$ — сумма отрицательных температур воздуха; K — коэффициент, равный примерно 70.

П. И. Колосковым была также предложена формула глубины промерзания в зависимости от высоты снежного покрова ($h_{сн}$) и суммы отрицательных температур [Сессия ученого совета..., 1947]:

$$h_{пром} = h_{сн}(3{,}7 - 0{,}02\Sigma t_{в_}). \qquad (1.9)$$

Достоинство первой формулы Колоскова в том, что в нее была введена средняя годовая температура, т. е. формула учитывала не только зимние условия промерзания, но и влияние летней термической обстановки. По фактическим и расчетным значениям автором были построены карты глубин сезонного промерзания почвы в европейской части СССР и Казахстане.

Температурных измерений в почве, особенно на азиатской территории, было мало, и поэтому долгое время и в последующем продолжались разрабатываться простые эмпирические связи. Так, Г. И. Лапкиным (1955) была предложена формула

$$h_{пром} = K\sqrt{\Sigma t_{в_} + 2}, \qquad (1.10)$$

где K — коэффициент, зависящий от состава грунтов и изменяющийся от 23 в суглинках до 32 в песках. В этом коэффициенте выражается совокупное влияние теплофизических свойств грунтов: их теплопроводность и теплоемкость. В него входят также все другие неучтенные факторы. Эта формула была выведена для случая оголенной площадки (по 6 пунктам) и используется до сих пор в инженерной оценке [Строительные нормы и правила, 1973]. К этому же СНиПу приложена карта нормативных глубин промерзания грунтов на ЕТС и в Западной Сибири, построенная по расчетам связи Лапкина.

Подобного же вида формула была предложена и А. В. Стоценко (1952). Позже она была приведена [Стоценко, Равнянская, 1971] к виду

$$h_{пром} = K_1\sqrt{t_{в(XII-II)}} + K_2 h_{сн(XII-II)}, \qquad (1.11)$$

где $t_в$ — средняя температура за три наиболее холодных месяца; $h_{сн}$ — средняя высота снега за эти же месяцы; K_1 и K_2 — региональные коэффициенты. По предложенным формулам и найденным коэффициентам регрессии для различных зон А. М. Чекотилло (1955) и А. В. Стоценко (1952, 1965, 1971) были построены карты глубины сезонного промерзания для отдельных районов и территории СССР вне области вечной мерзлоты.

Однако карты сезонного промерзания, построенные по расчетным значениям, являются весьма приближенными. Так, по Колоскову, удовлетворительные результаты получались для относительно теплых районов (со средней годовой температурой от +1 до +2°). Расчеты по Лапкину и Стоценко оказались заниженными для северных районов и завышенными для южных. Трудность заключалась в том, что теплофизические свойства грунтов оценивались весьма грубо. Кроме того, и наземные элементы (температура воздуха, высота и плотность снега и др.), находящиеся в постоянной динамике, учитывались недостаточно полно.

Попытка более точного учета вышеперечисленных элементов с привлечением данных по влажности, структуре почвы и снежному покрову была сделана И. И. Прохоровым (1955):

$$h_{пром} = 100 \cdot a\,\frac{\Sigma t_{в_} - \beta_{h_0}}{1 + 2c} - \frac{h_{сн}}{2\rho_{сн}}, \qquad (1.12)$$

где a — коэффициент температуропроводности почвы; $\Sigma t_{в_}$ — сумма отрицательных средних суточных температур от начала морозного периода до даты расчета; β_{h_0} — коэффициент затухания промерзания с глубиной; c — объемная теплоемкость почвы; $h_{сн}$ — высота снега; $\rho_{сн}$ — плотность снега.

Понимая всю сложность взаимосвязи многолетнемерзлых горных пород и климата, В. А. Кудрявцев (1953а, б) предложил исследовать условия формирования температурного режима горных пород в зависимости от многолетних колебаний годовой температуры воздуха взамен средней многолетней, которая маскирует динамику климата и не отвечает на вопрос динамики многолетнего промерзания. Изменение вечной мерзлоты тесно связано с изменением климата. На первый взгляд, имеет место неувязка климата с термическим режимом мерзлых толщ. Но температура горных пород на большой глубине — отголосок климата прошлых эпох. Температурный режим же почвы находится в полном соответствии с современным климатом.

Как показал В. А. Кудрявцев, динамика мерзлоты связана с колебаниями не только годовой температуры воздуха (она лишь одна из составляющих), но и иных элементов климата: амплитуды температуры, снежного покрова и других, накладывающихся друг на друга. Вечная мерзлота определяется также и характером геолого-географической среды.

В. А. Кудрявцев (1954) представил простую зависимость между температурой горных пород на глубине и элементами климата, дающими возможность использовать данные метеорологических станций:

$$t_{гр} = t_{в.год} + t_h + \frac{A}{2}\left(1 - \frac{1}{h_{сн}}\right), \qquad (1.13)$$

где $t_{в.год}$ — средняя годовая температура воздуха на уровне моря; t_h — вертикальный температурный градиент; A — средняя годовая амплитуда температуры воздуха; $h_{сн}$ — высота снежного покрова на момент минимума температуры.

Во второй половине 40-х и в 50-е годы в советской метеорологии получили большое развитие исследования по климатологии теплового баланса и физике приземного слоя атмосферы [Чудновский, 1948, 1954; Лайхтман, Чудновский, 1949; Будыко и др., 1954; Огнева, 1955; Атлас теплового баланса, 1955; Будыко, 1956; Кондратьев, 1956; Берлянд, 1956; Лайхтман, 1961; и др.]. При этом решались как теоретические, так и практические задачи теплового баланса земной поверхности и прилежащих слоев воздуха и почвы. В частности, для целей сельского хозяйства было выполнено несколько работ по предвычислению температурного режима на глубинах.

Так, в Центральном институте прогноза была решена задача теплопроводности в трехслойной среде: воздух, снежный покров, почва [Дюбюк, Монин, 1950; Баев, Монин, 1950]. Была получена довольно громоздкая формула, которая позволяла увязать зимнюю температуру на разных глубинах с толщиной и плотностью снега, теплофизическими характеристиками воздуха, снега и почвы и долгосрочным прогнозом температуры воздуха. Сами авторы признавали, что для более точного решения необходим учет излучения и адвекции тепла в атмосфере, но методика оценки их тогда еще не

была разработана. Кроме того, не учитывались внутренние источники тепла, в частности тепло, выделяемое при замерзании воды на контакте мерзлая — талая почва.

Позже Ф. Н. Шехтер и Г. Х. Цейтин (1955) дали детальное решение промерзания грунта в условиях оголенной и заснеженной площадок с учетом тепла фазовых переходов воды на фронте промерзания. Задача решалась относительно температуры на земной поверхности и более доступной температуры воздуха.

Сложные уравнения были в последующем доведены Ф. Н. Шехтер (1958, 1960) до рабочей формулы типа

$$h_{\text{пром}} = 29{,}4 \cdot X \sqrt{\frac{t_0 \tau - \Sigma t_{\text{п}}}{r}} + h_{\text{изол}}, \quad (1.14)$$

где t_0 — температура замерзания почвы, или температура, при которой основная масса почвенной влаги превращается в лед; $t_{\text{п}}$ — температура поверхности; τ — время промерзания; X — отношение действительно промерзшего слоя за время промерзания к наибольшему возможному промерзанию (находится вспомогательным решением или по номограмме); r — величина, в которую входят теплофизические свойства (определяется по теплопроводности почвы и снега, теплоемкости воды с учетом скелета почвы и количества незамерзшей воды в почве); $h_{\text{изол}}$ — влияние теплоизолирующего слоя (снега или другого). Автор отмечает, что необходима полная оценка водного баланса в грунте, но пока это невозможно.

Успехи метеорологов побудили и мерзлотоведов вплотную заняться тепловым балансом поверхности земли и горных пород применительно к проблемам геокриологии (П. А. Шумский, П. Ф. Швецов, Г. В. Порхаев и др.).

В 1955 г. П. Ф. Швецовым, возглавлявшим тогда советскую геокриологию, была сформулирована задача о первоочередной необходимости изучения теплообмена в системе земная кора — почва — атмосфера как одной из основных причин глубокого промерзания земной толщи и возникновения многолетней криолитозоны.

Уравнение теплового баланса почвы П. Ф. Швецов представляет в виде

$$Q_{\text{пр}} + Q_{\text{рр}} + Q_{\text{м}} + Q_{\text{в}} + Q_{\text{о}} + Q_{\text{н}} + Q_{\text{и-к}} + Q_{\text{ак}} + Q_{\text{вн}} + Q_{\text{т}} + Q_{\text{к}} = 0, \quad (1.15)$$

где $Q_{\text{пр}}$ — тепло прямой солнечной радиации; $Q_{\text{рр}}$ — рассеянной радиации; $Q_{\text{м}}$ — атмосферных осадков; $Q_{\text{в}}$ — встречного излучения атмосферы; $Q_{\text{о}}$ — отраженной почвой радиации; $Q_{\text{н}}$ — излучения поверхности почвы; $Q_{\text{и-к}}$ — испарения — конденсации; $Q_{\text{к}}$ — конвективного или турбулентного теплообмена почвы с атмосферой; $Q_{\text{ак}}$ — теплопоток в почве; $Q_{\text{вн}}$ — тепло глубинных слоев земной коры; $Q_{\text{т}}$ — тепло миграции почвенной влаги. Но не все члены этого уравнения можно сейчас определить.

Большое внимание безотлагательной необходимости исследования в геокриологии количественного теплообмена в системе литосфера — почва — атмосфера было уделено на VII Междуведомственном совещании по мерзлотоведению в марте 1956 г.

Как правильно заметил И. Я. Баранов (1959а), отсутствие таких теоретических разработок в мерзлотоведении, как теплофизическая сущность формирования криогенных процессов, привело к тому, что накопленный большой материал по температуре почвы и горных пород не дал ощутимых результатов в познании взаимодействия внешней среды и земных глубин, кроме решения отдельных частных вопросов.

В. А. Кудрявцев (1959) отметил, что в инженерном мерзлотоведении методы теплофизических коррелятивных связей при расчете сезонного промерзания — протаивания грунтов начали широко распространяться, однако часто не учитываются при этом геолого-географические особенности.

П. Ф. Швецов (1956) справедливо писал, что в середине 50-х годов пунктов геокриологических данных стало больше, чем пунктов метеорологических наблюдений. Появилась возможность объяснять климатические условия по геокриологической обстановке, а не наоборот.

Со второй половины 50-х годов идея увязки тех или иных геокриологических процессов с теплообменом литосфера — почва — атмосфера хотя бы в качественном отношении пронизывает многие работы как по общему, так и инженерному мерзлотоведению.

В эти и в последующие годы вновь были предприняты попытки усовершенствования решения задачи промерзания среды, сформулированной еще в 1889 г. австрийским математиком Й. Стефаном (см. дальше). На вид простая формула Стефана о взаимодействии двух температурных полей с подвижной границей раздела представляет между тем одну из наиболее сложных (нелинейных) задач математической физики. Поэтому на протяжении XX в. шли непрерывные поиски дальнейшего развития и получения более точных решений ее.

Еще в 30-х годах М. М. Крылов (1934) уточнил задачу Стефана относительно прихода тепла из талых пород. Глубина промерзания горных пород при этом соответствует:

$$h_{\text{пром}} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{м}} t_{\text{п}} \tau}{Q}} - \frac{q\tau}{Q}, \quad (1.16)$$

где τ — время промерзания; $t_{\text{п}}$ — температура поверхности; $\lambda_{\text{м}}$ — коэффициент теплопроводности мерзлых пород; Q — расход тепла на замерзание единицы объема породы; q — осредненный за весь период промерзания теплоприход к мерзлым породам снизу от талых пород.

Первый член правой части уравнения представляет собой выражение по формуле Стефана, а второй — поправку на влияние теплообмена мерзлых пород с нижележащими талыми породами.

Позже, в 1939 г., М. М. Крыловым (1951) была выведена формула расчета времени промерзания:

$$\tau = Q\left(\frac{\lambda_{\text{м}} t_{\text{п}}}{q^2} \ln \frac{\lambda_{\text{м}} t_{\text{п}}}{\lambda_{\text{м}} t_{\text{п}} - q h_{\text{пром}}} - \frac{h_{\text{пром}}}{q}\right). \quad (1.17)$$

Из множества решений задач промерзания и протаивания горных пород, существующих в настоящее время, можно отметить, например, следующие.

Формула В. С. Лукьянова [Лукьянов, Головко, 1957] учитывает дополнительно теплоемкость мерзлых пород и термическое сопротивление снежного покрова:

$$\tau = \left(Q + \frac{c_{\text{м}} t_{\text{п}}}{2}\right)\left[\frac{\lambda_{\text{м}} t_{\text{в}}}{q^2} \ln \frac{\lambda_{\text{м}} t_{\text{в}} - qS}{\lambda_{\text{м}} t_{\text{в}} - q(z+S)} - \frac{z}{q}\right], \quad (1.18)$$

где $c_м$ — теплоемкость мерзлого слоя; $t_в$ — температура воздуха; S — эквивалентный слой снега; остальные обозначения см. в формуле (1.16).

В эти же годы Б. И. Далматовым (1957) была предложена формула прогнозного расчета промерзания сезонно протаявшего грунта до слияния его с нижележащими слоями вечной мерзлоты. Однако был учтен поток промерзания только сверху, от земной поверхности или воздуха. Между тем в таких грунтах идет промерзание и снизу путем передачи холода от мерзлых пород.

Некоторая модификация формулы для целей инженерного мерзлотоведения была сделана позже В. В. Докучаевым (1963) с дополнительным учетом термического сопротивления изоляции на поверхности (рекомендуется СНиПом).

Возможность расчета глубины промерзания грунтов и температуры в них на определенном уровне, а также времени оттаивания или протаивания и промерзания при влиянии многослойных и разных покрытий в различных климатических областях постоянно интересует специалистов [Гольдштейн и др., 1946; Войтковский, 1954; Хаскинд, 1959; Водно-тепловой режим..., 1971; Павлов, Оловин, 1974; Фельдман, 1977; Перльштейн, 1979; и др.].

Формула В. А. Кудрявцева [Кудрявцев, Меламед, 1961, 1963; Достовалов, Кудрявцев, 1967] выведена из учета теплооборотов в талом и мерзлом грунтах, т. е. при фазовых переходах воды в породе:

$$h_{пром} = \frac{2(A_0 - t_z)\sqrt{\frac{\lambda T c}{\pi}} + \frac{(2A_{ср}cz_{2c} + zQ)\,Q\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi c}}}{2A_{ср}cz_{2c} + Qz + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi c}}(2A_{ср}c + Q)}}{2A_{ср}c + Q}, \quad (1.19)$$

где

$$z_{2c} = \frac{2(A_0 - t_z)\sqrt{\frac{\lambda T_c}{\pi}}}{2A_{ср}c + Q}; \quad A_{ср} = \frac{A_0 - t_z}{\ln \frac{A_0 + \frac{Q}{2c}}{t_z + \frac{Q}{2c}}} - \frac{Q}{2c};$$

A_0 — годовая амплитуда температурного колебания воздуха на поверхности; t_z — средняя годовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) грунта; T — период температурных колебаний, год; c — объемная теплоемкость пород; $A_{ср}$ — средняя годовая амплитуда колебаний температуры на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания.

При улучшении решения задачи Стефана до второй половины 60-х годов основное внимание уделялось внутригрунтовым условиям, т. е. более точному определению теплового баланса на границе раздела мерзлая — талая порода (через учет такого, например, источника тепла, как скрытая теплота льдообразования), а также усовершенствованию оценок теплопроводящих свойств грунта (через теплофизические характеристики и соотношения вода — лед — минерал).

Верхние граничные условия при этом принимались известными — температура земной поверхности или температура воздуха. Однако впоследствии выяснилось, что и эти исходные параметры являются ненадежными — испытывают большую изменчивость во времени и от места к месту, а измерения температуры земной поверхности, например, не совсем корректны. В дальнейшем в своих поисках исследователям пришлось «вернуться на землю» и заняться усовершенствованием оценки исходных параметров через тепловой баланс земной поверхности или через теплообмен верхнего слоя горных пород с атмосферой.

Так, С. П. Филипповский (1964) в уравнение теплового баланса на границе промерзания — протаивания ввел учет затраты тепла на испарение в объёме грунта (без радиационных составляющих). Автор исходит из концепции, что в грунтах происходит не только кондуктивный, но и конвективный перенос тепла. Испарение влияет как на понижение температуры в приземном слое воздуха, так и на передачу влаги в грунт.

Ранее Г. В. Порхаев (1959) нашел, что точность расчетов глубины протаивания грунтов по существующим формулам повышается, если учитывать составляющие теплового баланса поверхности. Он вывел добавочную «эквивалентную температуру», характеризующую суммарное воздействие на тепловой режим внешнего теплообмена:

$$t_{экв} = t_в + \frac{R}{\alpha} + \frac{LV}{\alpha}, \quad (1.20)$$

где $t_в$ — температура воздуха; R — радиационный баланс; LV — затрата тепла на испарение; α — коэффициент теплообмена.

Такая же примерно формула «приведенной температуры» (без последнего члена, т. е. без учета испарения) была предложена до этого В. С. Лукьяновым и М. Д. Головко (1957). По этой температуре (с введением радиационного баланса) Н. В. Алабышевой и Д. Р. Шейнкманом (1963) были построены карты сезонного протаивания глинистых и песчано-гравийных грунтов в области вечной мерзлоты для случая наиболее теплого лета (нормативная глубина).

При положении, что температура земной поверхности является результирующей величиной теплообмена ее с атмосферой и зависит также от теплопроводящих свойств верхнего слоя почвогрунта, А. В. Рашкин и Н. Г. Шувалов (1970) по данным наблюдений на мерзлых дражных полигонах треста «Ленсолото» в 60-х годах определяют температуру земной поверхности как

$$t_п = t_в + (R - LV)\frac{\alpha_0}{\lambda}, \quad (1.21)$$

где α_0 — величина, зависящая от молекулярного и, главным образом, турбулентного теплообмена (вероятно, аналог α_1 в формуле Балобаева — см. ниже).

М. И. Будыко (1956 и др.) определяет температуру земной поверхности через составляющие теплового баланса:

$$t_п = t_в + \frac{R_в - LV - B}{4\delta\sigma t_в^3 + \rho c_p D}, \quad (1.22)$$

где $R_в$ — радиационный баланс, найденный расчетным путем с применением температуры воздуха; B — тепловой поток в почву; σ и δ — характеристики излучательной способности; ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха; D — коэффициент внешней диффузии.

На основании экспериментальных исследований теплового баланса и промерзания — протаивания грунтов на полевом стационаре в Западной Якутии В. Т. Балобаевым (1966) была решена задача относительно глубины протаивания с учетом теплообмена земной поверхности с атмосферой:

$$(h_{\text{прот}} + \alpha_1)^2 = \alpha_1^2 + \frac{t_{\text{м}}\lambda_{\text{м}}\tau\frac{2}{n-1} + 2\lambda_{\text{т}}\int_0^t t_{\text{пр}}(\tau)\,d\tau}{Q - t_{\text{м}}c_{\text{м}}\gamma_{\text{м}}\frac{n+2}{6} + t_{\text{пр}}(\tau)\frac{c_{\text{т}}\gamma_{\text{т}}}{3}}, \quad (1.23)$$

где α_1 — приведенная высота слоя воздуха конвективного теплообмена: $\alpha_1 = \frac{a_{\text{в}}\lambda_{\text{т}}}{K_1\lambda_{\text{в}}}\ln\left(\frac{a_{\text{в}} - K_1 h_{\text{в}}}{a_{\text{в}}}\right)$; $a_{\text{в}}$ — коэффициент температуропроводности воздуха; $\lambda_{\text{в}}$ — коэффициент теплопроводности воздуха; K_1 — коэффициент турбулентного обмена на высоте 1 м; $h_{\text{в}}$ — высота измерения температуры воздуха (2 м); $t_{\text{м}}$ — температура мерзлых пород на глубине затухания годового колебания температуры; $t_{\text{пр}}$ — приведенная температура поверхности: $t_{\text{пр}} = t_{\text{в}}(\tau) + \Delta R(\tau)\frac{\alpha_1}{\lambda_{\text{т}}}$ (ΔR — разность величин радиационного баланса и испарения — турбулентный теплообмен поверхности с атмосферой + тепловой поток в почву); Q — количество тепла, поглощенного при оттаивании единицы объема мерзлых пород: $Q = 80\gamma_{\text{м}}\frac{w_{\text{м}}}{1 + w_{\text{м}}}$ ($\gamma_{\text{м}}$ — объемный вес мерзлых пород, $w_{\text{м}}$ — влажность (льдистость) мерзлых пород); $c_{\text{м}}$ и $c_{\text{т}}$ — удельные теплоемкости мерзлых и талых пород; $\lambda_{\text{т}}$ — коэффициент теплопроводности талых пород.

А. В. Павлов [Павлов, Оловин, 1974] по данным исследований теплофизических стационаров в разных климатических зонах учитывает составляющие теплового баланса обнаженной земной поверхности в следующем виде:

$$h_{\text{прот}} = -\frac{\lambda_{\text{т}}}{\alpha} + \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}(t'_{\text{в}} - t_{\text{п}})\tau}{Q}} - \varepsilon\sqrt{a_{\text{м}}\tau}, \quad (1.24)$$

где α — коэффициент конвективного теплообмена; $a_{\text{м}}$ — коэффициент температуропроводности мерзлых пород; $t'_{\text{в}}$ — приведенная температура воздуха с поправками на радиационный баланс (R) и затрату тепла на испарение (LV), $t'_{\text{в}} = t_{\text{в}} + \frac{R - LV}{\alpha}$; Q — затрата тепла на протаивание или прогревание 1 м³ мерзлого или талого грунта: $Q = 80\gamma_{\text{ск}}(w_c - w_{\text{н}}) + 0{,}3c_{\text{т}}t_{\text{в}}$ (w — влажность или льдистость пород); ε — вспомогательный параметр, определяемый по графику в зависимости от критерия $K_{\text{с}} = -\frac{c_{\text{м}}t_0}{Q}$ и $K_{\text{а}} = \frac{\lambda_{\text{т}}t_{\text{в}}}{a_{\text{м}}Q}$.

Эта формула пригодна и для расчета глубины промерзания грунта под обнаженной поверхностью. Меняются местами только коэффициенты теплопроводности и исходные параметры.

А. В. Павловым решена задача промерзания грунта и при наличии снежного покрова:

$$h_{\text{пром}} = l\left[-\bar{s} + \sqrt{\bar{s}^2 + \frac{2\lambda_{\text{м}}(t_{\text{п}} - t_{\text{в}})\tau}{Q}}\right] - \varepsilon\sqrt{a_{\text{м}}\tau}, \quad (1.25)$$

где $\bar{s}$ — средняя за зиму величина эквивалентного слоя снежного покрова, определяемая по среднему значению высоты снега и коэффициенту теплопроводности его; l — поправочный коэффициент, учитывающий динамику изменения во времени термического сопротивления снежного покрова, равный отношению глубины промерзания под снежным покровом с постоянным во времени термическим сопротивлением к глубине промерзания при осредненном его значении.

Теоретические и эмпирические соотношения температурного режима мёрзлых грунтов с элементами климата в последние годы (по мере накопления данных) широко используются для реконструктивных и прогностических целей оценки изменения мерзлотного режима в связи с эволюцией климата или освоением территории [Череменский, 1972; Величко, 1973; Белопухова, 1978; Тумель, 1977; Балобаев, 1978; Шполянская, 1978; Фельдман, 1977; Рекомендации..., 1978; Москаленко и др., 1978; Кудрявцев, Максимова, 1978; Перльштейн, 1979; Заболотник, 1978; Томирдиаро, 1978; и др.].

Мы не ставим себе задачу оценки точности и целесообразности существующих методов, увязывающих те или иные показатели климата в приземном слое атмосферы или в почвогрунтах с их термическим режимом. Такие исследования хорошо проведены в работах А. В. Стоценко (1950), А. В. Павлова (1965), Н. И. Вотяковой (1972), А. К. Шкадовой (1979) и др. Наша цель — показать, как по мере развития познания совершенствовалась оценка количественной связи климат — вечная мерзлота.

Из обзора видно, как в ходе развития мерзлотоведения, в частности его теплофизического направления, расширялась методика определения температурного режима и сезонного промерзания — протаивания грунтов с привлечением все большего и большего числа метеорологических и других элементов: от единственно доступной в свое время температуры воздуха до полного комплекса теплового баланса земной поверхности и почвогрунта.

Однако многие вопросы связи климата и вечной мерзлоты и в настоящее время, даже в нашей стране, где проводятся наиболее интенсивные исследования, остаются еще достоянием теоретических рассуждений или отдельных экспериментальных наблюдений. Особенно это относится к показаниям климата почвогрунтов (температура, влажность — льдистость, теплопроводящие свойства) и тепловому балансу земной поверхности (затрата тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой, тепловой поток в почву).

Относительно массовыми являются данные по режиму приземного слоя воздуха (температура воздуха и поверхности, влажность воздуха, снежный покров, составляющие радиационного баланса и др.) благодаря измерениям сети метеорологических станций. Материалы эти стали более доступными в последние десятилетия (с 60-х годов) в результате публикации серии справочников по климату СССР и климатических карт [Климатический атлас СССР, 1960; Атлас теплового баланса..., 1963; Агроклиматический атлас мира, 1972; и др.].

1.2. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СВЯЗИ КЛИМАТА И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЗА РУБЕЖОМ

Исследования по количественной связи климата и многолетнего промерзания горных пород в зарубежной Европе немногочисленны. Вечная мерзлота здесь изучается до сих пор преимущественно только в трудах геоморфологов и физикогеографов, т. е. чисто как природное явление. Некоторые количественные данные для области вечной мерзлоты этого региона можно почерпнуть из общих климатологических и других работ, выполненных безотносительно к мерзлоте.

Так, первые попытки массового расчета приходящей солнечной радиации для Швеции и Финляндии были сделаны в конце 30-х годов Т. Ореном и Х. Линелундом [Aurén, 1939; Lunelund, 1940]. Однако из-за малочисленности исходных данных построенные ими карты представляются не очень точными. (Более надежные карты суммарной радиации по месяцам для всего земного шара, в том числе и для Северной Европы, были опубликованы через 20 лет советским климатологом Т. Г. Берлянд (1961)).

В 50-х годах организуется мировая сеть актинометрических станций. Появляются постоянно действующие станции на Шпицбергене, в Фенноскандии, Исландии. Однако они ведут наблюдения только за приходом суммарной радиации и солнечным сиянием. Обобщение показаний этих станций проведено во 2-й половине 60-х годов К. Волленом [Wallen, 1966] для Швеции и Г. Спиннагром для Норвегии и Шпицбергена [Spinnagr, 1968].

Полный расчет составляющих радиационного баланса для всех имевшихся тогда станций Северной и арктической Европы был произведен в начале 60-х годов автором [Гаврилова, 1963; Gavrilova, 1966]. В последние годы радиационный режим рассматриваемых районов описан советскими исследователями М. С. Маршуновой и Н. Т. Черниговским (1971).

Финские специалисты С. Хуовила и С. Пихлаявара [Huovila, Pihlajavaara, 1956] детально рассматривают как общие климатические, так и радиационные и теплобалансовые условия Финляндии, а также особенности промерзания почвы. Энергетический баланс сезонного промерзания — протаивания грунтов в тундровом районе Швеции представлен Б. Райденом [Ryden, 1977, 1978; Ryden, Kostov, 1977]. Данные метеорологических наблюдений в Норвегии, Швеции, Исландии и других странах систематически печатаются в ежегодниках [Fletcher, 1975].

Интересные геокриологические работы в период III МГГ были проведены польской экспедицией в западной части Шпицбергена. В частности, З. Чеппе [Czeppe, 1960] проанализировал температурный режим в слое сезонного промерзания.

Следует отметить ряд статей западноевропейских авторов по формированию температуры в почвогрунтах вообще и по связи его с общим метеорологическим режимом, в особенности со снежным покровом. Так, Е. Швеглер [Schwegler, 1943] отмечает, что интенсивность промерзания почвогрунтов зависит прежде всего от климатических факторов (температура и снежный покров), затем — от грунтовых условий (состав, строение и влажность) и от растительности. Снег и трава препятствуют глубокому промерзанию. Такой растительный покров, как лес, снижает охлаждение поверхности. На термический режим сильно влияют грунтовые воды. Скорость промерзания — протаивания уменьшается с глубиной. Протаивание обычно идет от земной поверхности вниз. Но в районах с очень длительной и суровой зимой таяние может идти и снизу.

В. Смозарский [Smosarski, 1955] на материале длительных наблюдений приходит к выводу, что температура грунта под постоянным снежным покровом зависит также и от давления атмосферы. При повышении давления усиливается проникновение воздуха через снег в грунт. При понижении давления возрастает теплоотдача от грунта. Это воздействие сказывается примерно до глубины 1 м. В период таяния влияние атмосферного давления прекращается. Исследуя теплопроводность снега, М. Кервен [Quervain, 1954] заключил, что 75% теплопередачи в снежном покрове происходит через ледяной скелет, а 25% — через насыщающий снег воздух (газ).

К. Приеснитц и Е. Шунке [Priesnitz, Schunke, 1978] установили, что в Исландии идет как деградация, так и аградация мерзлоты. Первый процесс особенно был ощутим в 20—50-х годах нынешнего столетия, а второй — в последнее десятилетие. Анализ температурных изменений показывает, что аградационно-деградационный баланс в настоящее время смещается в сторону преобладания аградации.

В 1927 г. вышла в свет книга немецкого метеоролога Р. Гейгера «Климат приземного слоя воздуха» [Geiger, 1927], выдержавшая впоследствии несколько изданий и переводов. В ней рассматривается множество аспектов формирования термического режима в различных условиях.

Температурный режим земной поверхности и под дорожными сооружениями в Норвегии изучался Р. Хейерстедом [Heiersted, 1975].

В последние десятилетия обращается внимание на конструирование приборов по измерению температуры почвогрунта и определению глубины промерзания горных пород [Kzhounek, 1955; Gandahl, Bergau, 1957; Höschele, Rentschler, 1958; и др.].

Новейшие данные о вечной мерзлоте в Альпах были представлены на III Международной конференции по мерзлотоведению [Barsch, 1978; Haeberly, 1978]. В частности, В. Хиберли заметил, что температура мерзлых горных пород под снегом отличается от температуры ледникового льда под таким же снегом. Это позволяет с помощью геофизических методов измерения тепловых потоков определять наличие мерзлоты в тех или иных регионах.

Результаты радиационных и теплобалансовых исследований первой половины 50-х годов в Альпах были обобщены Х. Хойнкесом [Hoinkes, 1956] и А. П. Волошиной (1959). В частности, Х. Хойнкес указал на большую роль солнечной радиации в тепловом режиме этих районов по сравнению с Северной Европой, где существенная роль принадлежит адвекции воздуха.

Одновременные метеорологические наблюдения в зоне оледенения в Южной Европе по широкой программе были представлены в 1957—1959 гг. во

время III МГГ и МГС. Следует отметить наличие высокогорных постоянно действующих актинометрических станций в Альпах. Это — ст. Зонблик в Швейцарии (3106 м), где наблюдения ведутся с 1937 г., и ст. Пиан-Роза в Италии (3488 м), действующая с 1954 г. [Актинометрический справочник, 1964].

Когда-то европейскими учеными были заложены основы теоретических разработок расчетного определения глубины промерзания и температуры почвогрунтов.

Так, французским математиком Ж. Фурье еще в 1807 и 1811 гг. была представлена теория распространения тепла в твердом теле. В 1822 г. им была опубликована работа «Аналитическая теория теплопроводности» [Fourier, 1822, 1884], сыгравшая большую роль в последующей истории математической физики. Ж. Фурье вывел дифференциальное уравнение распространения тепла в глубь горных пород типа

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda\frac{\partial t}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda\frac{\partial t}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial t}{\partial z}\right)=c\rho\frac{\partial t}{\partial\tau}, \qquad (1.26)$$

где t — температура в точках x, y, z; λ — удельная теплопроводность; c — теплоемкость породы; ρ — плотность материи; τ — время.

Через единицу площади в единицу времени передача тепла по формуле Фурье выглядит так:

$$Q=-\lambda\frac{dt}{\partial z}, \qquad (1.27)$$

т. е. интенсивность теплового потока в тело прямо пропорциональна коэффициенту теплопроводности и разности температур на двух уровнях, или температурному градиенту.

Исходя из этой закономерности и из периодического колебания температуры на земной поверхности (верхнее граничное условие), Фурье дал выражение затухания амплитуды колебания температуры с глубиной:

$$A_z=A_0e^{-z}\sqrt{\frac{\pi c}{\lambda\tau}}, \qquad (1.28)$$

где A_z — амплитуда колебания температуры грунта на глубине z; A_0 — амплитуда колебания температуры на поверхности; c — объёмная теплоемкость; τ — период колебания температуры на поверхности грунта.

Ж. Фурье были сформулированы также законы периодов колебания температуры на глубинах, времени наступления экстремумов температуры на разных уровнях (запаздывание фаз), соотношения глубин постоянной суточной и годовой температур и др.

Недостатком классической теории теплопроводности Фурье является неучет тепла фазовых переходов воды. Однако само уравнение теплопроводности Фурье послужило основой для решения ряда задач термического режима в той или иной среде [Carslaw, 1921; Frank, Mises, 1935; Carslaw, Jeager, 1959; и др.]. В частности, вопросы промерзания на поверхности воды и в грунтах решались в разные годы Ламе и Клапейроном, Нейманом, Заальшютцем, Барнесом, Беккером, Тетсу-Тамурой, Стефаном и др. В общем получались сравнительно однотипные выражения, дающие сходные результаты с некоторыми нюансами.

Так, Г. Ламе и Б. Клапейрон [Lame, Clapeyron, 1831] первыми попытались в решении задачи о теплопроводности учесть тепло фазовых переходов воды на подвижной границе раздела при остывании Земли.

Л. Заальшютцем в 1862 г. было впервые дано выражение промерзания в грунтах в случае нулевой начальной температуры [Saalschutz, 1862]:

$$h_{\text{пром}}=\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{м}}(t_0-t_{\text{п}})\tau}{Q}}, \qquad (1.29)$$

где $\lambda_{\text{м}}$ — теплопроводность мёрзлых грунтов; $t_{\text{п}}$ — температура земной поверхности; t_0 — температура замерзания; τ — время промерзания; Q — количество тепла, выделенное или поглощенное единицей объёма при замерзании или оттаивании. Однако из-за неучета поступления тепла снизу и теплоемкости горных пород получались завышенные результаты.

Примерно такое же выражение было получено позже австрийским математиком Й. Стефаном [Stefan, 1889, 1890] при решении задачи о промерзании воды на озере. Им впервые было применено решение для двухфазной среды, твердой и жидкой (лед и вода), со следующими условиями на границе раздела фаз:

$$\lambda_1\frac{\partial t}{\partial z}-\lambda_2\frac{\partial t}{\partial z}=Q\frac{dy}{dz}, \qquad (1.30)$$

где λ_1 и λ_2 — коэффициенты теплопроводности фаз; Q — количество тепла, выделяющееся при фазовых переходах; y — толщина льда.

Решая задачу относительно толщины образующегося льда (глубина промерзания воды), Стефан получил знаменитую формулу

$$h_{\text{пром}}=\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{л}}t_{\text{в}}\tau}{L\rho_{\text{л}}}}, \qquad (1.31)$$

где $\lambda_{\text{л}}$ — теплопроводность льда; $t_{\text{в}}$ — температура воздуха; τ — время образования льда; L — скрытая теплота льдообразования, равная 80 ккал/кг; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда.

Задача Стефана была выведена для водоема со спокойной водой при температуре 0°С; при этом ниже границы промерзания температура оставалась постоянной, т. е. без притока тепла. Это было решение для случая одномерного полупространства с постоянной температурой на границе и в начальный момент времени. При переходе через границу раздела фаз теплофизические характеристики менялись скачкообразно (внутри каждой среды они принимались неизменными).

Как уже говорилось, на первый взгляд уравнение Стефана было простым. Однако из-за нелинейности задачи (движущаяся граница раздела) оно оказалось и одной из сложнейших задач математической физики. Попытки более точного решения при различных краевых, начальных и конечных условиях продолжаются до сих пор. В частности, в Европе этим занимались Хубер [Huber, 1939] и др.

Формула Стефана, выведенная для промерзания воды, или для нарастания льда, была затем перенесена для расчета промерзания влажного грунта. Так, Тетсу-Тамура преобразует ее для определения промерзания всякой среды, содержащей частицы воды:

$$h_{\text{пром}}=\sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}}t_{\text{в}}\tau}{L\rho w}}, \qquad (1.32)$$

$\lambda_т$ — коэффициент теплопроводности талых пород; $t_з$ — средняя температура воздуха за холодный период; τ — число дней с отрицательной температурой; ρ — плотность среды; w — количество воды.

Трудностью при расчете промерзания влажных грунтов остается сложность определения коэффициента теплопроводности и количества воды (льда) в грунтах. Учет и исследование миграции влаги пытались сделать: в Швеции Г. Бесков [Bescow, 1930; 1935, 1936], в Германии А. Дюкер [Düker, 1939, 1939/40] и К. Кейль [Keil, 1957], в Швейцарии Р. Рюкли [Ruckli, 1943, 1948a, в, 1950], в Англии А. Джамикис [Jumikis, 1955] и др.

Так, Г. Бесков [Bescow, 1935] предлагает знаменатель вышеприведенной формулы (способность грунта накопить холод) выражать так:

$$P = 79{,}7\frac{wd}{100} + \frac{t_0}{2}\left(0{,}45\frac{wd}{100} + 0{,}55d\right), \qquad (1.33)$$

где 79,7 (или округленно 80) — скрытая теплота плавления льда; 0,45 — примерная теплоемкость льда; 0,55 — примерная теплоемкость грунта; wd — вес воды в единице объема грунта; w — влажность грунта в процентах к сухой навеске; d — плотность скелета грунта; t_0 — средняя температура поверхности во время промерзания.

Влияние поверхностной изоляции на температурный режим грунтов исследовалось в Англии А. Лондоном и Р. Себаном [London, Seban, 1943]. Ими была введена в формулу Стефана добавочная величина «эквивалентного слоя» ($S_{экв.\,изол}$), которую в принципе можно распространить и на снежный покров. Тогда:

$$h_{пром} = -S_{экв.сн} + \sqrt{S^2_{экв.сн} + \frac{2\lambda_м t_в \tau}{Q}}, \qquad (1.34)$$

где $S_{экв.сн} = \lambda_м \frac{h_{сн}}{\lambda_{сн}}$, т. е. зависит от высоты снега ($h_{сн}$) и его теплопроводности ($\lambda_{сн}$).

Многолетнее промерзание горных пород в Азии, в частности в Японии (гора Фудзияма, 3776 м), исследуется Й. Фудзи и К. Хигучи (Higuchi, Fujii, 1971; Fujii, Higuchi, 1972; Фудзи, Хигучи, 1973; Хигучи, Фудзи, 1975]. Найдено, что мерзлота на северных склонах Фудзиямы начинается примерно с высоты 2800 м (средняя годовая температура воздуха —1,4°С), а на южных — с высоты 2900 м (температура —1,8°С). Расчетная мощность мерзлоты 40—60 м.

Этими же авторами была составлена карта глубины протаивания на горе на конец июля 1971 г. [Higuchi, Fujii, 1973]. Оказалось, что к этому времени в разных местах протаяло от 50 до 130 см промерзших за зиму грунтов. Интенсивность протаивания зависела от мощности лежавшего снега. Там, где снега было больше, начало протаивания запоздало и глубина была соответственно наименьшей. Установлено, что глубина деятельного слоя пропорциональна квадратному корню из величины индекса оттаивания (дневная температура) после исчезновения снега:

$$h_{прот} = 6{,}44\sqrt{\Sigma t_{в_+}}. \qquad (1.35)$$

В других районах Японии вечная мерзлота не обнаружена. Однако имеются места с глубоким зимним промерзанием почвогрунтов. Этому явлению посвящена статья С. Ямады, С. Тамуры и М. Ямануччи [Yamada e. a., 1955], в которой исследуются вопросы влияния метеорологических (температура и снежный покров) и грунтовых (влажность и плотность) условий на глубину промерзания.

Интересные работы в Японии проводятся в Институте низких температур на Хоккайдо по физическим свойствам снежного покрова [Saito, 1949; Kuroda, Furukawa, 1952; Oura, Kinosita, 1954; Yosida e. a., 1958a, b; и др.].

Первые сведения о климате и многолетнем промерзании грунтов в Монголии были представлены русскими и советскими путешественниками и учеными. Так, еще в 1842 г. академик К. М. Бэр на основе анализа климатических и других данных пришел к убеждению, что в этом регионе должна быть многолетняя мерзлота. Его предположение впоследствии было подтверждено путешествиями А. Ф. Миддендорфа, а затем и Л. Я. Ячевского во второй половине прошлого века.

С 50-х годов текущего столетия детальное изучение многолетнемерзлых горных пород в МНР началось собственно монгольскими географами и мерзлотоведами — Цэгмид, Лонжид (1969), Лувсандагва (1975), Шарху, Жамсран и др.

Обобщающие характеристики климата всей территории МНР даны в книгах Жамбаажамца (1964) и Бадарча (1971), а также в общегеографических монографиях [Монгол орны..., 1969; и др.]. Непосредственная связь климата и геокриологических условий рассмотрена в работах Рагчи, а также автора [Рагчаа, 1970; Гаврилова, Рагчаа, 1973; и др.]. Термический режим почвогрунтов и сезонное промерзание — протаивание их исследовались С. И. Заболотником (1969) и Ю. Г. Шасткевичем [Шасткевич, Заболотник, 1975].

В последние десятилетия появились первые количественные сведения о многолетнем промерзании пород в горах Центральной Азии. Так, по Чжоу Ю-у и Ду Хун-хуаню (1963), мерзлота в Тибете появляется с высоты 4200 м в северных регионах и с высоты 5000 м в южных. В дальнейшем, с повышением местности на 100—150 м мощность мерзлоты возрастает примерно на 35 м. Глубина сезонного протаивания — от 1 до 4 м.

По Й. Фудзи и К. Хигучи [Fujii, Higuchi, 1976], в Гималаях в районе горы Эверест островная мерзлота отмечается с высоты 4900 м при средних годовых температурах воздуха —2,8°; —3,4°. Выше 5200—5300 м, где средние годовые температуры ниже —6, —7°, вероятна сплошная мерзлота. Эти же исследователи [Fujii, Higuchi,, 1978] предлагают выделить альпийскую (горную) мерзлоту по соотношению температуры самого теплого и самого холодного месяцев.

Массивы мерзлых пород обнаружены недавно и на горах Гавайских островов [Woodcock, 1974]. Обычно они приурочены к северным склонам кратеров, где застаивается холодный воздух при соответствующем облучении с затенением. Средние годовые температуры воздуха здесь на 3° ниже, чем в окрестностях.

Первые сведения о наличии многолетнего промерзания горных пород в Северной Америке были получены еще в XVI в. из полярных путешествий Мартина Фробишера в 1576—1578 гг.

Однако на протяжении последующих трех столе-

тий вечная мерзлота Северной Америки почти не изучалась. Лишь в начале 40-х годов XIX в. появляются первые данные, представленные Дж. Ричардсоном [Richardson, 1839, 1841]. Автор попытался увязать южную границу распространения мерзлоты с нулевой изотермой средней годовой температуры воздуха. Следующая подобная работа появилась лишь почти через полустолетие [Lefroy, 1886, 1889].

В конце XIX и начале XX в. проявляется некоторый непосредственный интерес к многолетнемерзлым горным породам на Аляске и в Северной Канаде в связи с разработкой золотоносных месторождений. А. Брукс [Brooks, 1908] уже и тогда пытался проводить тепловую мелиорацию грунтов. Он установил, что на западной оконечности Аляски за лето тепла приходит больше, чем холода за зиму. Это дает возможность полностью оттаять грунтам за несколько лет. После удаления мохового покрова верхняя граница мерзлоты понижалась примерно на 60 см в год.

Е. Лефингуэл [Leffingwell, 1919] по результатам длительных исследований в одном из районов Аляски заключил, что возраст мерзлоты здесь всего лишь 1—2 тыс. лет, т. е. это — продукт современного климата, а не ледниковых эпох. На современное образование мерзлоты обратил внимание и А. Уошборн [Washburn, 1927] на примере окраины островов Канадского архипелага.

Изучая многочисленные разрезы и обнажения на Юконе, А. Вилькерсон [Wilkerson, 1932] пришел к убеждению, что мерзлые породы образовались не при современном климате, а тогда, когда зимнего холода было намного больше, чем летнего тепла. Исследуя остатки древесной растительности в мерзлых образованиях, С. Кэпс [Capps, 1931] заключил, что многолетнемерзлые горные породы сформировались на Аляске более 8 тыс. лет тому назад.

Геолог П. Смит [Smith, 1939] попытался определить южную границу мерзлоты, ориентируясь по изотерме средней годовой воздуха —1°С (30°Ф). У. Джонстон [Johnston, 1930], анализируя мерзлые породы в различных регионах Канады, решил, что мерзлота образуется там, где средняя годовая температура воздуха ниже —3,3°С (26°Ф). Если мерзлота встречается в местах, где температура выше, то она — реликтовая.

Оживленный интерес к многолетнемерзлым горным породам возникает в 40-х годах. В это время строятся шоссейная дорога Аляска — Канада (Доусон-Крик — Фэрбенкс) и нефтепровод на северо-западе Канады (Норман-Уэлс — Уайтхорс — Скогуэй), а также многочисленные военные базы и аэропорты. Появляются серии статей по отдельным регионам и проблемам. В этот период выходят крупные работы таких ныне широко известных североамериканских специалистов-мерзлотоведов, как Тэбера, Мюллера, Брайана, Керстена, Уорда, Вилсона, Фроста, Леггета, Дженнеса и др.

В частности, С. Тэбером [Taber, 1943] была составлена карта распространения многолетнемерзлых горных пород на Аляске. По мнению С. Тэбера, возраст мерзлоты — миллион лет. В последнее тысячелетие отмечается потепление климата, что приводит к неуклонной деградации вечной мерзлоты на Аляске. Но происходит и современное формирование мерзлых пород. Была опубликована и геокриологическая карта Канады, построенная Дж. Дженнесом [Jennes, 1949] по пунктам непосредственного обнаружения мерзлоты.

В 50-х и начале 60-х годов работы по мерзлотоведению в США и Канаде продолжались по всем направлениям.

Так, температурные измерения в почвогрунтах и на больших глубинах представлены в трудах Дж. Мак-Карти [MacCarthy, 1952], Г. Крэбба и Дж. Смита [Crabb, Smith, 1953], У. Накайи [Nakaya, 1953], К. Крауфорда [Crawford, 1955; Crawford, Legget, 1957], Ф. Кука [Cook, 1955, 1958], Д. Беккела [Beckel, Brown, 1957], М. Бруера [Brewer, 1958a, b], Д. Пирса и Л. Гоулда [Pearce, Gold, 1959], У. Брауна [Brown, 1963a], Г. Джонстона [Johnston, 1963], Ф. Муллера [Muller, 1963], А. Лэкенбрука [Lachenbruch e. a., 1962] и др. Связь температуры почвогрунтов со снежным покровом и другими метеорологическими элементами отражена В. Буллардом [Bullard, 1954], К. Крауфордом [Crawford, Boyd, 1955], Л. Гоулдом [Gold, 1957, 1958], Р. Брауном [Brown, 1960], Дж. Карсоном [Carson, 1961], Ф. Куком [Cook, 1961], Р. Скоттом (Scott, 1961] и др.

Взаимодействие сезонного промерзания — протаивания грунтов с растительным покровом и типом почв рассматривается Д. Гопкинсом [Hopkins, Sigatoos, 1951], В. Беннингофом [Benninghoff, 1952, 1963], Т. Певе [Péwé, 1954], Дж. Потцгером [Potzger, Courtemanche, 1955], И. Дру [Drew e. a., 1958], М. Пирсом [Peerse, 1958] и др. Теплофизические и теплопроводящие особенности мерзлых грунтов проанализированы М. Керстеном [Kersten, 1952; Kersten, Cox, 1951], А. Майзенером [Misener, 1955], А. Лэкенбруком [Lachenbruch, 1957a, b; Lachenbruch, Brewer, 1959; Lachenbruch e. a., 1969], Р. Скоттом [Scott, 1957] и др.

К. Крауфорд и Д. Бойд, В. Бергрен, Х. Карлсон, Х. Олдрич и Х. Пейнтер, Е. Уилкинс и В. Дьюжей, Х. Томпсон и др. пытались рассчитать протаивание — промерзание грунтов в зависимости от различных факторов, прежде всего метеорологических и теплофизических.

Так, большое распространение в североамериканских исследованиях получила формула В. Бергрена [Berggren, 1943] типа

$$h_{\text{прот}} = X\sqrt{\frac{2\lambda t_{\text{п}}\tau}{Q}}, \qquad (1.36)$$

где Q — тепло фазовых переходов влаги, содержащейся в единице объема грунта; X — безразмерный коэффициент, увязывающий температуру и теплопроводящие свойства; он зависит от содержания воды в грунтах и местных условий и характеризует как бы замедление скорости сезонного оттаивания из-за оттока тепла в мерзлые грунты (когда $X=1$, получается формула Стефана).

Эта задача затем была несколько модифицирована Х. Олдричем и Х. Пейнтером [Aldrich, Paynter, 1956] в виде

$$h_{\text{пром}} = 2X\sqrt{\frac{\lambda_{\text{м}} t_{\text{п}}\tau}{bQ}}, \qquad (1.37)$$

где b — параметр, определяемый соотношением температуры воздуха и грунта и теплофизическими свойствами грунта; X — параметр, определяемый решением вспомогательных уравнений; Q находилось с учетом влажности и скелета грунта.

Кстати, вопрос влаго- и льдосодержания грунта и миграции воды в талых, промерзающих и мерзлых грунтах издавна интересовал американских исследователей [Taber, 1916, Bouyoucos, 1917, 1923; Penner, 1958, 1960; и др.]

В последующем было найдено, что в естественных условиях произведение $t_{\text{п}}\tau$ или $t_{\text{в}}\tau$ в формулах хорошо представляется «индексом протаивания» или «индексом промерзания», т. е. суммой положительных или отрицательных температур поверхности или воздуха [Carlson, 1952; Wilkins, Dujay, 1954; Linell, 1953; Thompson, 1962; Sanger, 1963; и др.].

Х. Карлсон [Carlson, 1952] по соотношению теплопроводящих свойств и индексов промерзания — протаивания предлагает определять условия существования вечной мерзлоты. Многолетнее промерзание горных пород будет иметь место, когда сезонное протаивание не захватывает весь слой промерзших за зиму грунтов, т. е. когда

$$\lambda_{\text{м}}\Sigma t_{-} > \lambda_{\text{т}}\Sigma t_{+}, \text{ или } \frac{\lambda_{\text{м}}}{\lambda_{\text{т}}} > \frac{\Sigma t_{+}}{\Sigma t_{-}}. \qquad (1.38)$$

При равенстве соотношений сезонного протаивания и сезонного промерзания вечной мерзлоты нет.

В 50-х годах Р. Блэком [Black, 1954] была представлена карта распространения многолетнемерзлых горных пород в северном полушарии, где очерчены области сплошной мерзлоты, прерывистой (с островами таликов) и островной. Подобная типизация для Аляски проведена в работе коллектива авторов «Постоянномерзлые породы и грунтовые воды Аляски» [Hopkins e. a., 1955].

К. Линелл [Linell, 1953] построил карты индексов промерзания для США, соответствующих сумме градусо-дней ниже 0°С. В Скалистых горах, например, где распространены многолетнемерзлые породы, это соответствует —1000, —2000°С. Подобная карта, но для индексов протаивания (сумма градусо-дней выше 0°С) была ранее построена для Аляски [Construction of airfields..., 1946].

Позднее К. Линелл (Linell, 1960) пришел к убеждению, что для характеристики мерзлоты лучше пользоваться температурой поверхности, а не воздуха. Последняя не учитывает влияния растительности, снежного покрова, а также радиационного баланса. Но, к сожалению, данных по температуре поверхности почти нет.

В 1963 г. в США в г. Лафайетте (Индиана) состоялась I Международная конференция по мерзлотоведению.

В 60-х — начале 70-х годов (между I и II Международными конференциями) преобладают работы регионального плана, что связано с задачей уточнения характера распространения многолетнемерзлых пород в Северной Америке. Наибольшее внимание в эти годы уделяется влиянию растительного покрова. Несколько меньше изучается собственно температура почвогрунтов [Brown e. a., 1964; Johnston, 1966; French, 1970]. Но появляется больше работ по теории формирования термического режима [Kersten, 1966; Gold, 1967; Low e. a., 1968; Lachenbruch, Marshall, 1969; Reyton, 1969; Schwerdtfeger, 1970; Penner, 1970; Çermak, 1971; Hwang e. a., 1972; Gold e. a., 1972; и др.]. Р. Брауном было проведено сравнение мерзлотных условий в Канаде и СССР [Brown, 1967а].

Безусловным достижением этого периода является издание мерзлотной карты Аляски О. Феррианса [Permafrost map of Alaska, 1965] в масштабе 1 : 2 500 000 и мерзлотной карты Канады Р. Брауна [Brown, 1967б] в масштабе 1:7 603 200.

В 1973 г. в СССР в г. Якутске состоялась II Международная конференция по мерзлотоведению, где были подведены итоги геокриологических исследований за десятилетие.

Основные достижения мерзлотоведения Северной Америки хорошо изложены в обобщающих сессионных докладах ученых США и Канады: Л. Гоулд и А. Лэкенбрук —«Теплофизические условия в области вечной мерзлоты» [Gold, Lachenbruch, 1973], Р. Браун и Т. Певе —«Распространение многолетнемерзлых пород в Северной Америке и их взаимоотношение с окружающей средой» [Brown, Péwé, 1973] и др.

В свете рассматриваемого вопроса интерес представляют также доклады: Р. Брауна о влиянии климатических и грунтовых условий на термический режим в мерзлых породах [Brown, 1973], А. Джаджа о геотермических измерениях [Judge, 1973], М. Смита и Н. Вонга о влиянии речных вод на перераспределение температуры в долинах [Smith, Hwang, 1973], К. Кремптона, Н. Руттера и Д. Гилла о взаимодействии вечной мерзлоты и растительности [Crampton, Rutter, 1973; Gill, 1973], Л. Вирека о влиянии паводковых вод и лесных пожаров [Viereck, 1973], Х. Гранберга и Ф. Никольсона о воздействии снежного покрова [Granberg, 1973; Nicholson, Granberg, 1973], Дж. Айвеса о вечной мерзлоте в горах [Ives, 1973], Дж. Хигинботтома о связи характеристик активного слоя вечной мерзлоты с нарушениями поверхностных условий [Heginbottom, 1973] и др.

По заключению американских специалистов, «климат является основным фактором для образования и существования мерзлоты» [Brown, Péwé, 1973, с. 75].

По мнению мерзлотоведов Канады и США, возраст вечной мерзлоты в Северной Америке исчисляется, по меньшей мере, в 1 млн. лет.

Изучая тепловой режим мерзлых пород в высоких широтах, Л. Гоулд и А. Лэкенбрук [Gold, Lachenbruch, 1973] предложили определять температуру в вечной мерзлоте в зависимости от климатических, геолого-географических и геотермических факторов как:

$$t_{\text{м}} = \frac{q}{\lambda} z - t_{\text{п}} + \Delta t_{\text{п}} \left[\frac{i^n \operatorname{erfc} \dfrac{z}{\sqrt{\alpha\tau_{\text{п}}}}}{i^{n-1} \operatorname{erfc} 0} \right] +$$

$$+ A_{\text{п}} e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P_y}}} \cdot \sin\left(\frac{2\pi\tau}{P_y} - z\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P_y}}\right) +$$

$$+ \sum_{i=1} \left[\frac{r_i}{\sqrt{\pi\alpha\tau_i}} e^{\frac{-r_i^2}{4\alpha\tau_i}} + \operatorname{erfc} \frac{r_i}{2\sqrt{\alpha\tau_i}} \right] \frac{\Omega_i}{2\pi} \delta_i t_{\text{п}}. \qquad (1.39)$$

Первый член правой части уравнения описывает величину стационарного внутриземного потока q, направленного к поверхности. Второй член соответствует средней температуре земной поверхности ($t_{\text{п}}$).

Третий член выражает климатическое изменение ($\Delta t_п$) за последнее столетие ($\tau_п$). Четвертый член дает величину сезонного колебания температуры с амплитудой на поверхности $A_п$. Пятый характеризует воздействие на температуру N поверхностей (рельеф) с аномальными температурами $\delta_i t_п$ в течение времени τ_i.

В Северной Америке имеется довольно обширная сеть метеорологической службы с относительно длительным периодом наблюдений. Так, первые метеорологические станции на севере Канады появились в 1772—1773 гг. [Rae, 1954]. В 1947—1950 гг. по канадско-американскому соглашению были открыты пять станций объединенного руководства на самых северных точках Канадского архипелага [Arctic weather stations, 1954; Fry, 1955]. В настоящее время в арктической и субарктической частях Канады (между 58 и 82° с. ш.) действует около 50 станций. Материалы наблюдений их регулярно публикуются в ежемесячниках.

Первые климатические карты и описания климата Канады появились в 30-х годах (Brooks e. a., 1936; Boughner, 1937]. В 1946 г. была опубликована работа Дж. Робинсона [Robinson, 1946], специально посвященная климату северо-западных территорий. В конце 40-х — начале 50-х годов ряд климатических описаний прибрежных районов арктической Канады был сделан Морской гидрографической службой США (Hare, Montgomery, 1949; Sailing directions..., 1952].

В 1951 г. вышла капитальная книга Р. Рэя [Rae, 1954] по климату Канадского арктического архипелага, а немного позже — книга В. Кендру и Б. Каррие по климату Центральной Канады [Kendrew, Currie, 1955]. В эти же годы был опубликован климатический атлас Канады М. Томаса [Thomas, 1953], который широко используется до сих пор.

Современная сеть актинометрических наблюдений на территории Северной Канады была организована лишь в 1950—1951 гг. В настоящее время в арктической и субарктической Канаде действует 8 актинометрических станций.

В 1955 г. появились первые карты солнечной радиации Канады по месяцам, построенные К. Мейтиром [Mateer, 1955a, b]. В последующем эти карты были уточнены Р. Титусом и Е. Труларом [Titus, Truhlar, 1969].

Исследованием приходящей и отраженной радиаций в Северной Канаде занимались К. Джексон [Jackson, 1959, 1960], Е. Кунг и др. [Kung e. a., 1964], Дж. Мак-Фадден и К. Рагоцкий [McFadden, Ragotzkie, 1967] и др. Расчет радиационного баланса в последнее десятилетие сделан Дж. Дэвисом, Е. Вовинкелем и С. Орвигом, В. Арансбраком, Дж. Хэем и др. [Davies, 1963; Vowinckel, Orvig, 1965; Ahrnsbrack, 1968; Hay, 1970a, b; Maykut, Church, 1973].

Полный расчет всех основных составляющих радиационного баланса для 22 станций Северной Канады с построением соответствующих месячных и годовых карт был произведен автором в начале 60-х годов [Гаврилова, 1963; Gavrilova, 1966].

Буквально в последние годы появились первые попытки расчета составляющих теплового баланса в высоких широтах Дж. Хэем [Hay, 1970b], Е. Вовинкелем и С. Орвигом [Vowinckel, Orvig, 1971, 1972], А. Омурой [Ohmura, 1972]. Тепловой поток в почву исследуется в работах (Birch, 1950; Beck A., Beck J., 1958; Terrestrial..., 1965; Horai, Simmons, 1969; Beck e. a., 1971; и др.].

Водный баланс территории Канады оценивается в разных аспектах М. Сандерсон, П. Середой, Х. Фергюсоном, В. Роузом, Р. Стьюартом, Ф. Хэером и др. [Sanderson, 1950a, b; Sereda, 1959; Hydrologic atlas..., 1969; Ferguson e. a., 1970; Rouse, Stewart, 1972; Hare, 1972].

Специальные микроклиматические наблюдения в Северной Канаде немногочисленны [Williams, 1966; Lotz, 1961; Weller, 1972], если не считать метеорологические, связанные с гляциологическими исследованиями.

Моделированием термического режима в различных ландшафтных условиях занимается С. Аутколт [Outcalt e. a., 1975, 1976].

Первые метеорологические станции на Аляске начали появляться намного позже, чем в Канаде, примерно в 90-х годах прошлого столетия. Сеть наблюдений здесь развивалась медленно. Основные станции появились лишь в первой половине XX в. Во второй половине 40-х годов Бюро погоды США было составлено несколько климатических справочников, включавших и Аляску [Ratner, 1945; Temperatures..., 1948].

Первые общие климатические описания Аляски появились в первой половине 30-х годов текущего столетия [Fitton, 1930; Frost, 1934; Ward e. a., 1936].

В последующем публикуются работы в основном по отдельным проблемам климата Аляски. Даже в книге «Аляска» издания 1970 г. [Gohl, 1970] при описании климата делается ссылка на работу Р. Варда, Ч. Брукса и А. Коннора 1936 г. Лишь К. Хант [Hunt, 1967] в своей монографии «Физическая география Соединенных Штатов» приводит карту температуры, осадков и вечной мерзлоты Аляски, что частично было использовано в вышеуказанной книге по Аляске [Gohl, 1970].

В 1968 г. был издан самостоятельный «Климатический атлас Соединенных Штатов» [Climatic atlas..., 1968]. Серии климатических карт вошли также в «Национальный атлас Соединенных Штатов» [National atlas..., 1970].

Постоянные актинометрические наблюдения на Аляске были начаты в 1931 г. в Фэрбенксе. Некоторые результаты измерений этой станции были проанализированы в 40-х годах Векслером, Хэндом, Мак-Дональдом, а также вошли в справочник [Sunshine..., 1951]. Позже (в 1951 г.) были начаты наблюдения за суммарной радиацией в Барроу и Бетеле.

Данные по солнечной радиации к началу 50-х годов были обобщены в работах Дж. Хэнда, А. Столла и Дж. Харди [Hand, 1953; Stoll, Hardy, 1955]. Автором [Гаврилова, 1957] был произведен расчет суммарной радиации по месяцам для Аляски, а несколько позже и всех составляющих радиационного баланса [Gavrilova, 1966]. К. Гарнер и А. Омура обосновали методику расчета прямой солнечной радиации на склоны [Garner, Ohmura, 1968].

К попытке подсчета составляющих теплового и водного балансов для отдельных естественных условий приступили лишь в последние годы [Weller, Brown, 1971; Bowen, 1971; Gerdel, 1954; Clear-weather..., 1955; Hare, Hay, 1971; и др.].

Имеется всего несколько специальных микрокли-

матических работ по Аляске, выполненных в разные годы [Hanson, 1950; Mather, Thorntwaite, 1958; Weller, Holmgren, 1974; Longeay, 1969; Brazel, 1972; и др.]. Обычно большее внимание микроклиматическим измерениям (метеорологическим и теплобалансовым) уделяется при гляциологических исследованиях.

После II Международной конференции по мерзлотоведению в Северной Америке продолжалось накопление количественных данных по связи климата и вечной мерзлоты в различных регионах континента [Brown, 1975; Harris, Brown, 1978; Haugen, Brown, 1978; и др.].

Основные результаты исследований середины 70-х годов были представлены на III Международной конференции по мерзлотоведению, состоявшейся в 1978 г. в Канаде [Brown, 1978; Nicholson, 1978; Haugen, Brown, 1978; Rennie e. a., 1978; и др.]. При этом большое внимание уделяется возможности моделирования мерзлотных процессов в зависимости от термических и других климатических условий [Abbey e. a., 1978; Goodrich, 1978; Lunardini, 1978; Sheppard e. a., 1978; и др.]. Обобщающий обзор по изменению мерзлотного режима в зависимости от изменения микроклиматических особенностей под антропогенным воздействием был сделан в докладе Дж. Брауна и Н. А. Граве «Физические и термические нарушения и защита вечной мерзлоты» [Brown, Grave, 1979].

Сведения о многолетнем промерзании горных пород в южном полушарии носят единичный характер. О попытке установления связи климат — вечная мерзлота в этих регионах можно говорить лишь для Антарктиды, где в последние десятилетия ведутся наблюдения за климатом и частично за промерзанием горных пород [Богословский, 1960; Григорьев, 1962; Русин, 1959; Копанев, 1959; Солопов, 1967; Jouce, 1950; Antarctic soils..., 1966; Loewe, 1956; Liljequist, 1968; Schutt, 1958; Vickers, 1958; Lamb, 1952; и др.].

Таким образом, обзор советской и зарубежной литературы показывает, что в настоящее время как климатические, так и геокриологические количественные показатели наиболее полно представлены в Советском Союзе (хотя еще и не в исчерпывающей степени), затем в Северной Америке (Канада, Аляска). Некоторые данные можно подобрать и по Монгольской Народной Республике. По другим же областям распространения многолетнемерзлых горных пород (Северная и Южная Европа, Южная Азия, Южная Америка, Антарктида, южные океанические острова и т. д.) сведения как по климату, так и по мерзлым породам весьма скудны. Последнее связано с тем, что площади мерзлоты здесь относительно небольшие (меньше привлекают внимания), а также с тем, что они распространены обычно в труднодоступных, преимущественно высокогорных регионах.

ГЛАВА 2

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ (КЛИМАТИЧЕСКИЕ) ЭЛЕМЕНТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СВЯЗИ КЛИМАТА И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

2.1. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ КАК НЕПОСРЕДСТВЕННОЕ СВЯЗУЮЩЕЕ ЗВЕНО КЛИМАТА И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Под многолетнемерзлыми горными породами в настоящей работе понимаются такие породы (почвы, грунты), которые в течение длительного времени (трех и более лет) имеют отрицательную или нулевую температуру.

Имеющаяся в наше время «вечная мерзлота» на Земле сформировалась на протяжении последних нескольких сотен тысяч, а то и миллиона лет, а по некоторым предположениям, и полутора — двух миллионов лет. За это время верхний слой литосферы промерз на глубину от нескольких десятков и сотен до тысячи — полутора тысяч метров. Однако интенсивное промерзание горных пород, несмотря на общую деградацию, идет и в данное время, поскольку и сейчас на земном шаре имеется немало регионов с суровым климатом. Правда, влияние современного климата (порядка 30 лет) отражается лишь в верхнем слое горных пород. Слои вечной мерзлоты на больших глубинах во многих регионах — отголосок климата прошлых эпох.

Наличие вечной мерзлоты в верхних горизонтах литосферы свидетельствует о том, что определяющим в ее образовании является процесс промерзания сверху. Иначе говоря, явление многолетней мерзлоты связано с особенностями теплообмена литосфера — почва — земная поверхность — атмосфера. При этом этот обмен наиболее интенсивно проходит у земной поверхности. Направленность этого процесса определяет сезонные теплообороты, захватывающие верхние слои земной коры (до слоя затухания годовых колебаний температуры). Ниже идет дальнейшая, преимущественно кондуктивная передача тепла. Теплообороты с поверхности во много раз больше теплооборотов снизу (из недр), и они полностью создают температурное поле горных пород верхней части литосферы. Однако и внутриземные потоки участвуют в теплообмене, определяя нижнюю границу вечной мерзлоты, или нижний предел распространения сверху «морозного» климатического воздействия на литосферу.

Передача тепла от земной поверхности в глубь горных пород вообще описывается, как известно, формулой

$$B = -\lambda(dt/dz) \cdot S \cdot \tau, \qquad (2.1)$$

где B — количество тепла, поступившего через по-

верхность; λ — коэффициент теплопроводности; t — температура; z — глубина; S — площадь сечения; τ — время.

Тепловой поток через поверхность (B) является верхним граничным условием теплового состояния почвогрунтов. С другой стороны, он является и одним из членов уравнения теплового баланса земной поверхности, выражающего результат теплообмена ее с атмосферой:

$$R = LV + P + B, \qquad (2.2)$$

где R — радиационный баланс; LV — затрата тепла на испарение; P — затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой; B — тепловой поток в почвогрунт.

Интенсивность теплового потока в почву зависит в конечном итоге от соотношения всех других составляющих уравнения, или структуры теплового баланса земной поверхности. Поскольку каждый из членов теплового баланса определяется теми или иными метеорологическими или климатическими (за много лет) показателями, то и тепловой поток в почву определяется климатическими условиями. Иначе говоря, тепловой поток через земную поверхность является связующим звеном климата и вечной мерзлоты в общем виде, или точнее, связующим звеном климата и термического состояния в верхнем слое горных пород в явном виде в современных условиях.

Зависимость теплового потока в почве от различных климатических показателей хорошо прослеживается при детальном выражении каждой из составляющих теплового баланса земной поверхности через метеорологические элементы.

Тепловой баланс земной поверхности в холодных регионах земного шара, т. е. там, где выпадают твердые осадки, выглядит как

$$R = LV + P + \Delta W + B, \qquad (2.3)$$

где ΔW — тепло, идущее на таяние снега.

Существует множество способов выражения каждой из составляющих уравнения теплового баланса, но наиболее приемлемыми являются методы, тщательно отработанные в течение многих лет в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [Будыко, 1956; Берлянд, 1961; Атлас теплового баланса..., 1963; Зубенок, 1976; Тепловой баланс Земли, 1978; и др.]. Преимущество методов ГГО — возможность расчета по доступным «массовым» материалам наблюдений метеорологической сети и подобных исследований.

В частности, радиационный баланс (приходо-расход тепла лучистой, или солнечной, энергии на земной поверхности) выражается как

$$R = (Q+q)_n\ (1-A) - E_n. \qquad (2.4)$$

Здесь $(Q+q)_n\ (1-A) = (Q+q)_n - (Q+q)_{n,\ отр}$ — поглощенная радиация, равная разности приходящей суммарной и отраженной коротковолновой радиаций; A — альбедо, или отражательная способность, зависящая от характера (голая поверхность, растительность, снег), состояния (сухая, влажная, мокрая) и цвета (светлая, темная) земной поверхности.

В свою очередь,

$$(Q+q)_n = (Q+q)_0\ (1 - an - bn^2), \qquad (2.5)$$

т. е. солнечная радиация в действительных условиях облачности зависит от прихода возможной суммарной радиации на данной широте при безоблачном небе $(Q+q)_0$, от количества облаков (n) и их пропускающей способности (a, b), определяющейся водностью и толщиной облаков, высотой их над землей, высотой солнца и др. Суммарная солнечная радиация складывается из прихода прямой солнечной радиации (Q) и рассеянной радиации (q); интенсивность каждой радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, или широты места, времени года и суток, прозрачности атмосферы и т. д.

$E_n = E_з - E_а$ — потеря тепла длинноволновым эффективным излучением в действительных условиях облачности, или разность собственно излучения земной поверхности и встречного излучения атмосферы. $E_n = E_0(1 - cn)$, где E_0 — эффективное излучение при безоблачном небе, n — количество облаков, c — задерживающая длинноволновое излучение способность облаков, зависящая от их высоты, толщины, водности и температуры.

Со своей стороны, как излучение поверхности, так и излучение атмосферы зависят от температуры среды (t) и её влажности (e). В развернутом виде формулу эффективного излучения можно записать в виде:

$$E_n = \delta\sigma t_в^4 (11{,}7 - 0{,}23e)(1 - cn) + 4\delta\sigma\, t_в^3 (t_п - t_в), \qquad (2.6)$$

где δ — интегральная излучательная способность поверхности суши (0,95); σ — постоянная Стефана — Больцмана. Первый член правой части формулы соответствует излучению при температуре земной поверхности, равной температуре воздуха. Второй член характеризует поправку за счет разности температур поверхности ($t_п$) и воздуха ($t_в$). При отсутствии надежных данных по температуре поверхности последний член может быть определен через составляющие теплового баланса: $4\delta\sigma t_в^3 (t_п - t_в) = \dfrac{R_в - LV - B}{1 + \dfrac{\rho c_p D}{4\delta\sigma t_в^3}}$ (условные обозначения см. в формуле (1.22)).

Затрата тепла на испарение — важнейшая характеристика теплового баланса земной поверхности в теплое время года. Её можно представить как

$$LV_п = LV_0 \frac{w_1 + w_2}{2w_0} = \rho D (e_w - e) \frac{w_2 - w_1}{2w_0}, \qquad (2.7)$$

т. е. испарение с почвы ($V_п$) определяется возможным испарением, соответствующим испарению с поверхности воды (V_0) в данной климатической обстановке, и влажностными характеристиками почвогрунта в конкретной ситуации; L — скрытая теплота парообразования, равная для суши 600 кал/г; w_1 и w_2 — влагосодержание почвы в начале и конце периода; w_0 — критическая влажность почвы, при которой и выше которой испарение с почвы равно испаряемости (возможному испарению); ρ — плотность воздуха; D — интегральный коэффициент внешней диффузии; e — удельная влажность воздуха; e_w — удельная влажность насыщения при температуре испаряющей поверхности.

Испарение в естественных условиях можно также выразить через уравнение водного баланса $V_п = z - f - \Delta w$, где r — осадки, f — сток (поверхностный плюс грунтовый), $\Delta w = w_2 - w_1$ — изменение влаго-

содержания активного слоя почвы за рассматриваемый период.

Расход тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой в общем виде представляется как

$$P = \rho c_p D(t_п - t_в), \qquad (2.8)$$

где D — коэффициент внешней диффузии; c_p — теплоемкость воздуха; ρ — плотность воздуха; $t_п - t_в$ — разность температур поверхности и воздуха.

Затрата тепла на таяние снега ощутимое значение в северных регионах имеет главным образом в весеннее время года. В упрощенном виде $\Delta W = 80 \cdot \rho_{сн} \cdot h_{сн}$. Более точные расчеты, по Н. А. Тимофееву (1958), выраженные через составляющие теплового баланса и температурный и влажностный режимы приземного слоя воздуха, выглядят таким образом:

$$\Delta W = R + a_1 u_2 (t_в - t_0) + 1{,}75\, a_1 u_2 (e_в - e_0), \qquad (2.9)$$

где a_1 — величина, зависящая от стратификации атмосферы; u_2 — скорость ветра на высоте 2 м; $t_в$ и $e_в$ — температура и абсолютная влажность воздуха (на 2 м); t_0 и e_0 — температура и влажность воздуха непосредственно над поверхностью тающего снега с температурой 0°С. Второй член формулы соответствует P, а третий — LV, направленными к поверхности снега, т. е. являющимися дополнительными источниками тепла снеготаяния.

Тепловой поток в почву, по практической методике ГГО [Руководство..., 1977], обычно определяется по измерению температуры и влажности в летнее время года в верхнем 20-сантиметровом слое почвы по формуле

$$B = \frac{c}{\tau}\left(S_1 - \frac{a}{h_{20} - h_{10}} S_2\right), \qquad (2.10)$$

где S_1 — величина, характеризующая изменение температуры 20-сантиметрового слоя почвы за интервал времени τ; S_2 — величина, характеризующая изменение во времени разности температур на глубинах 10 (h_{10}) и 20 см (h_{20}); c — средняя для слоя объемная теплоемкость почвы, находимая с учетом влажности её; a — средний коэффициент температуропроводности слоя.

Расчеты по формуле (2.10) производятся обычно между сроками наблюдений на станциях. Несколько уточненная методика определения теплового потока в почве в срок наблюдения предложена в последнее время Л. В. Дубровиным [Руководство..., 1977].

При отсутствии регулярных температурных и влажностных измерений тепловой поток в почве определяется зачастую как остаточный член уравнения теплового баланса, т. е. как

$$B = R - LV - P. \qquad (2.11)$$

В этом случае необходимы надежные измерения нужных составляющих баланса или расчет их по комплексу метеорологических элементов, входящих в каждую из формул составляющих, рассмотренных выше.

В настоящее время из составляющих и элементов радиационного и теплового балансов непосредственно измеряются: приход тепла прямой солнечной радиации с помощью актинометра (точность 3%), приход тепла рассеянной, суммарной и отраженной радиаций по пиранометру и альбедометру (средняя точность 5%), альбедо земной поверхности по альбедометру, радиационный баланс по балансомеру (допустимая точность 10%); испарение возможное — по водному испарителю (точность 5—10%), из почвы — по почвенному испарителю (точность 15—20%); тепловой поток в почву — по тепломеру (точность 5—10%). Длинноволновое излучение и затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой определяются в основном расчетным путем непосредственно или как остаточный член уравнений радиационного и теплового балансов.

Мы не рассматриваем здесь методические вопросы измерения и оценки составляющих радиационного и теплового балансов. Они достаточно исследованы на протяжении двух-трех последних десятилетий в трудах сотрудников ГГО и других учреждений [Янишевский, 1957; Руководство..., 1957; Беспалов, 1960, 1962; Константинов, 1963; Кондратьев, 1965; Павлов, 1975; Руководство..., 1977; и др.].

Как видно из уравнений теплового и радиационного балансов и особенно из выражений их составляющих, тепловой поток в почвогрунтах зависит фактически от всех климатических элементов. Так, тепло солнечной радиации или радиационного баланса (часть аккумулированной поверхностью лучистой энергии) непосредственно участвует в прогревании — остывании земной поверхности, т. е. в формировании ее температуры. Связь с температурой воздуха проявляется через затрату тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой, длинноволновое излучение, снеготаяние и т. д., связь с влажностью воздуха — через затраты тепла на испарение, атмосферное излучение и др. Скорость ветра определяет интенсивность тепло- и влагообмена, облачность — приходо-расход лучистой энергии, осадки — общее увлажнение местности и т. д. Даже, казалось бы, такой «далекий» элемент, как давление воздуха, сказывается [Smosarski, 1955] на интенсивности проникновения тепла сквозь снег и грунт.

Зависимость теплового потока в почвогрунте (в макроплане) от широты места, так же как суточный и сезонный ход его, определяется непосредственно изменениями солнечной радиации. Через облачность, температуры земной поверхности и воздуха, осадки и снежный покров вырисовывается влияние циркуляционных факторов климата, или степени континентальности его.

Таким образом, связь теплового потока в почвогрунте с климатом весьма разнообразна и сложна. Однако в этой зависимости, идя по пути упрощения, можно выделить отдельные «ведущие» элементы.

Поступающее через земную поверхность тепло претерпевает дальнейшие изменения как в приповерхностном слое, так и в почвогрунтах.

В частности, тепловой баланс напочвенного покрова в холодных регионах представляется следующим:

$$B = B_{сн} + B_{раст} + B_{пгр} \qquad (2.12)$$

(B — тепловой поток через земную поверхность; $B_{сн}$ — тепло, аккумулированное снежным покровом; $B_{раст}$ — тепло, аккумулированное растительным покровом; $B_{пгр}$ — тепловой поток через поверхность почвы, т. е. непосредственно поступивший или ушедший из почвогрунта). При отсутствии снега и растительности $B = B_{пгр}$.

Роль снежного и растительного покровов в тепловом режиме мерзлых грунтов детально рассмотрена

в работах В. А. Кудрявцева (1954), А. В. Павлова (1975, 1979), А. Л. Арэ (1975), А. П. Тыртикова (1969), Д. Д. Саввинова (1976), П. П. Гаврильева (1967), П. Н. Скрябина (1976) и др.

Прошедшее в почвогрунты тепло (рассуждения ведутся безотносительно знака) идет на изменение теплосодержания грунтов и фазовые переходы вода — лед. Так, тепловой баланс самого верхнего слоя горных пород на границе промерзания — протаивания имеет вид:

$$B_{\text{пгр}} = b_{\text{т}} + b_{\text{прот-пром}} + b_{\text{м}}, \qquad (2.13)$$

где $b_{\text{т}}$ — тепло, аккумулированное в талом слое (в зоне положительных температур); $b_{\text{прот-пром}}$ — тепло фазовых переходов, или идущее на протаивание грунтов, или выделяющееся в процессе промерзания; $b_{\text{м}}$ — тепло, проникшее в нижележащие мерзлые слои;

$$b_{\text{т}} = c_{\text{т}} (t_2 - t_1) h_{\text{т}}; \qquad (2.14)$$

$$b_{\text{прот-пром}} = 80 \cdot \rho_{\text{гр}} \cdot W \cdot h_{\text{прот-пром}}, \qquad (2.15)$$

где $c_{\text{т}}$ — объемная теплоемкость талых пород; $\rho_{\text{гр}}$ — плотность грунта; W — влажность (льдистость) грунтов; t_1 и t_2 — начальные и конечные температуры; $h_{\text{т}}$ — мощность слоя протаивания.

Тепло ($b_{\text{м}}$), поступившее ниже уровня сезонного промерзания — протаивания, т. е. в зону отрицательных температур, идет в основном на сезонное изменение теплосодержания в этой зоне (до уровня затухания годовых колебаний температуры):

$$b_{\text{м}} = c_{\text{м}} \cdot (t_2 - t_1) \cdot h_{\text{м (сез)}}, \qquad (2.16)$$

где $c_{\text{м}}$ — теплоемкость мерзлых пород; $h_{\text{м (сез)}}$ — мощность слоя от границы промерзания — протаивания до уровня нулевых амплитуд колебания температуры, т. е. зона отрицательной температуры, где еще ощутимы сезонные изменения ее.

На самой границе затухания годовых колебаний температуры $b_- = 0$, если тепловой процесс установился, и $b_- \neq 0$, если процесс не установился.

При неустановившемся процессе внешнее «климатическое» тепло (холод) продолжает кондуктивно поступать вниз, изменяя хоть в какой-то степени теплосодержание в мерзлой толще или в слое «постоянных» отрицательных температур. Но в этой толще могут встретиться и другие «внутренние» источники тепла (сугубо земные). Это — тепло, приносимое водами и газами, циркулирующими в мерзлых породах ($b_{\text{в,г}}$), тепло радиоактивных и химических источников ($b_{\text{р,х}}$), тепло фазовых переходов на границе этих источников (b_{Φ}), тепло недр, проникающее снизу в эту среду ($b_{\text{н}}$) и др.

Общее температурное состояние мерзлой толщи между ее нижней границей и слоем нулевых амплитуд годовых колебаний температуры будет определяться как

$$b(t) = b_{-\,(\text{неуст})} + b_{\text{в, г}} + b_{\text{р-х}} + b_{\Phi} + b_{\text{н}}. \qquad (2.17)$$

При отсутствии земных источников, искажающих температурное поле, тепловое состояние мерзлой толщи будет целиком определяться тем теплом (холодом), которое проникло через уровень затухания сезонных колебаний температуры при неустановившемся процессе ($b_{-\,(\text{неуст})}$). Однако локальные земные источники могут играть исключительную роль в тепловом режиме мерзлой толщи, повышая отрицательные температуры или даже образовывая очаговые талики в мерзлой зоне.

На нижней границе мерзлых толщ, где температура близка 0°С, исключительная роль принадлежит теплу недр и теплу фазовых переходов:

$$b(t=0) = b_{\text{н}} + b_{-\,(\text{к})} + b_{\Phi}. \qquad (2.18)$$

Соотношения между всеми источниками тепла на этом уровне определяют состояние нижней границы вечной мерзлоты.

При $b_{\text{н}}$=const положение границы мерзлых толщ определяется значениями кондуктивного и фазового тепла. При $b_{-\,(\text{к})} = b_{\Phi}$ имеем стационарное состояние — нижняя граница мерзлоты неподвижна. При $b_{-\,(\text{к})} > b_{\Phi}$ граница мерзлоты опускается (аградация вечной мерзлоты). При $b_{-(\text{к})} < b_{\Phi}$ оттаивание преобладает, и граница мерзлоты повышается (деградация вечной мерзлоты).

Если на нижней границе мерзлой толщи кондуктивное тепло сверху затухает, т. е. $b_{-\,(\text{к})} = 0$, то положение этого уровня определяется соотношениями недрового и фазового тепла. Когда $b_{\Phi} = 0$, при нулевой температуре на границе мерзлых толщ и $b_{\text{н}} = 0$, т. е. имеем стационарное состояние — граница вечной мерзлоты неподвижна. Когда $b_{\Phi} > b_{\text{н}}$, граница мерзлоты опускается (аградация мерзлоты), когда $b_{\Phi} < b_{\text{н}}$, граница мерзлоты поднимается (деградация мерзлоты).

Как видно, внутриземное тепло может играть большую роль в общем состоянии вечной мерзлоты, дошедшей до наших дней. Абсолютные значения этих потоков составляют в среднем 1,5 мккал/(с · см²), но могут колебаться от 0,5 до 2,5 (в системе СИ соответственно: $6{,}28 \cdot 10^{-2}$; $2{,}09 \cdot 10^{-2}$ и $10{,}47 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Эффект влияния недрового потока зависит не только от соотношения кондуктивного и фазового тепла, но и от геологического строения местности, рельефа и т. д. Особенно сложно его воздействие в горных сооружениях, где имеет значение не только состав пород, но и возраст формаций. Влияние внутриземных потоков на нижнюю границу мерзлых толщ может вносить некоторую аномалию в зональное распределение мощности вечной мерзлоты.

Так, наибольшая мощность мерзлой толщи порядка 1500 м (имеется в виду отрицательное температурное поле, т. е. морозное состояние) зафиксирована в бассейне верховья р. Вилюй [Балобаев и др., 1973], а не на Таймыре, где отмечаются самые низкие температуры мерзлоты. Это связано с тем, что в западной части Восточно-Сибирской платформы, сложенной древними кембрийскими и ордовикскими карбонатными породами, отмечены и наименьшие значения внутриземных потоков, порядка 0,6 мккал/(1 · см²). (Здесь, вероятно, имеет значение и поглощение части тепла в самой мерзлой толще результате физико-химических процессов при соприкосновении с сильно минерализованными рассолами подземных вод, характерными для этих районов [Мельников, 1966, 1967]). Самые большие тепловые потоки в области мерзлоты отмечаются в молодых горах Северо-Восточной Якутии.

На равнинах Западной Сибири, Центральной Якутии и других, сложенных меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, широко распространены мерзлые породы с нестационарным тепловым режимом типа деградации. Так, в Якутии скорость оттаивания мерзлых пород снизу

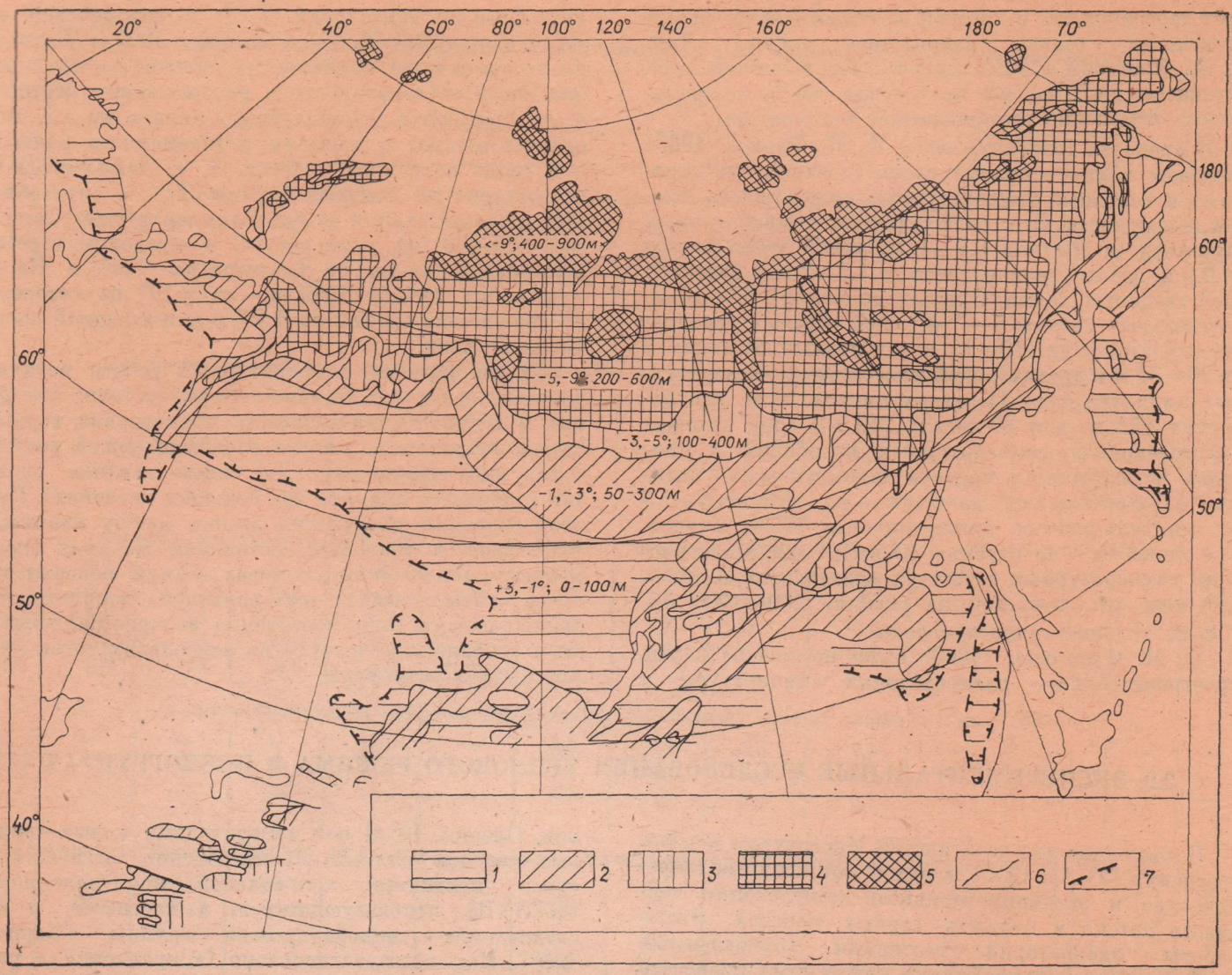

Рис. 2.1. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) в СССР по К. А. Кондратьевой [Общее мерзлотоведение (геокриология), 1978].

1 — зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со средними годовыми температурами ($t_{ср}$) от +3 до —1°С и мощностью мерзлой толщи (М) от 0 до 100 м; зона сплошного распространения ММП: *2* — $t_{ср}$ от —1 до —3°, М от 50 до 300 м, *3* — $t_{ср}$ от —3 до —5°, М от 100 до 400 м; *4* — $t_{ср}$ от —5 до —9°, М от 200 до 600 м, *5* — $t_{ср}$ ниже —9°С, М от 400 до 900 м и более; *6* — граница зон ММП; *7* — южная граница криолитозоны. Здесь и на карте рис. 4.36 (на континенте) не выделены аномальные участки зоны охлаждения горных пород ниже 0°С, не содержащей лед.

достигает 1—2 см в год. (Подробнее о тепловом режиме мерзлых толщ на больших глубинах см. в работах В. Т. Балобаева, 1974, 1978 и др).

Тем не менее, несмотря на отдельные отклонения, мощность многолетнего промерзания горных пород в целом уменьшается с севера на юг (рис. 2.1). Так, на арктическом побережье и островах азиатской части СССР, где и наиболее низкие температуры, самая большая средняя мощность мерзлоты (400—900 м), на севере и северо-востоке страны она составляет 200—600 м, в Западной и Центральной Якутии 100—300 м и на равнинах Западной и Южной Сибири и Дальнего Востока, т. е. в наиболее теплых регионах,— от 100 до 0 м у южной границы распространения мерзлых пород. В горах наблюдается более пестрая картина, но и здесь в целом по мере увеличения высоты, т. е. похолодания, мощность мерзлоты возрастает. Все это говорит о ведущем, в общем, влиянии климатических факторов на мерзлоту.

Промерзание горных пород на большую глубину — результат длительного климатического выхолаживания. По В. Т. Балобаеву (1974), время распространения температурных колебаний от поверхности земли до определенной глубины длится:

Глубина, м	12,5—14,5	40—47	125—145
Время, лет	1 год	10	100
Глубина, м	400—500	1250—1450	4000—4700
Время, лет	1000	10 тыс.	100 тыс.

Выше мы рассматривали закономерности климатического воздействия лишь до нижней границы вечной мерзлоты, т. е. результат отрицательного теплового баланса в верхнем слое литосферы, сложившегося на протяжении последних 1—2 млн. лет в холодных регионах северных и умеренных широт. Однако зона литосферы ниже подошвы многолетнего промерзания горных пород несет в себе, вероятно, отголосок более ранних эпох теплого климата.

По Н. М. Фролову (1966), гелиотермозона — толща внешней оболочки Земли, где сказывается влияние Солнца в любой степени и форме и где происходит отток тепла к поверхности за геологическое время,— составляет 200—1000 км. (Ниже

идет геотермозона, в которой за геологическое время происходит только накопление тепла.) Ещё Л. А. Ячевский (1905) говорил, что в земной коре (мощность до 70 км) нет такого слоя, где бы не проявлялось изменение поверхностной температуры.

В пределах гелиотермозоны Н. М. Фролов (1966) выделяет шесть основных слоев (поясов), где отражаются основные температурные колебания на земной поверхности. Это: слой суточных температурных амплитуд (в среднем 0,8—1 м, зимой уменьшается до 0,2 м, летом увеличивается до 1,5—2 м и больше); слой сезонных температурных изменений (8—10 м, в отдельные месяцы 5—7 м); слой годовых температурных амплитуд (10—15 м в холодных регионах и до 20—30 м в других); слой многолетних температурных амплитуд (для 11-летних циклов 80 м, для 35-летних 125 м, для 80-летних 250 м); слой вековых (многовековых) температурных колебаний в пределах четвертичного периода (климатический оптимум 4,5-тысячелетней давности — на глубине 1—1,5 км, миндель-рисское межледниковье 275-тысячелетней давности — на глубине 10 км); слой геологических температурных амплитуд длительностью 150—160 млн. лет, лежащий на глубине 200—1000 км, т. е. на подошве гелиотермозоны.

Н. М. Фроловым (1966) были построены карты пространственного распределения температуры в литосфере на территории СССР и европейской её части для глубин 25, 125, 250, 500 и 1000 м. Несмотря на увеличение глубины, на каждой из них просматривается зональность в расположении изотерм, т. е. повышение температуры с севера на юг. Это свидетельствует о влиянии радиационного баланса или тепла солнечной энергии, т. е. климатическом воздействии до больших глубин. Так, в «нейтральном слое» затухания годовых температурных амплитуд (15—30 м) температура в пределах страны изменяется от −13° на Таймыре до +21° в Каракумах, на глубине 1000 м — от +10° на севере и северо-востоке страны до +50° в юго-западной части Средней Азии.

Таким образом, температурный режим верхних слоев литосферы, в частности мерзлых толщ, так же как и мощность многолетнего промерзания горных пород, является во многом результирующей воздействия как современного (в самом верхнем слое), так и древнего климата (на больших глубинах). При этом основным связующим звеном между климатом атмосферы и тепловым состоянием мерзлых пород является тепловой поток через земную поверхность с его «климатической составляющей» кондуктивной теплопередачи (b_-), постепенно распространяющейся в течение тысячелетий до нескольких сотен метров в глубь литосферы.

2.2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА В ПОЧВОГРУНТАХ

В последние два десятилетия Институтом мерзлотоведения СО АН СССР ведутся интенсивные теоретические и экспериментальные исследования теплового потока в мерзлых горных породах. Это — работы лабораторий геотермии (руководитель В. Т. Балобаев), теплофизики криогенных процессов (Ф. Э. Арэ), гидротермических мелиораций (А. В. Павлов), бывшей лаборатории тепло- и массообмена (Н. С. Иванов), в некоторой степени лаборатории общего и регионального мерзлотоведения (И. А. Некрасов) и др. Результаты опубликованы и публикуются в многочисленных трудах сотрудников ИМ СО АН СССР [частично см. в монографии автора — Гаврилова, 1978].

Непосредственные измерения или расчет тепловых потоков в почвогрунтах входят как обязательные в программу исследований теплобалансовой группы лаборатории геотермии ИМ СО АН СССР, руководимой автором. Экспериментальные наблюдения над тепловым потоком в почвогрунты велись и ведутся нами при микроклиматических теплобалансовых работах в различных физико-географических условиях (луг, лес, озеро, ледник, наледь, склоны, нарушенные и орошенные антропогенные участки и т. д.). Исследования эти проводились в различных регионах Сибири — Западной, Восточной, Южной, а также за рубежом (Монгольская Народная Республика). Кроме того, нами проводится и общее климатическое изучение регионов вечной мерзлоты на земном шаре (что, собственно, и является целью настоящей монографии).

Измерения теплового потока в почвогрунты в ИМ СО АН СССР производятся самодельными тепломерами обычно из оргстекла [Иванов, 1961; Павлов, Оловин, 1974] или измерителями малых тепловых потоков системы Ленинградского технологического института холодильной промышленности (ЛТИХП), использующимися, в частности, в исследованиях теплобалансовой группы [Карпов, 1963]. Как нами установлено (в сравнении с расчетными значениями по детальному определению влажности, температуры и теплофизических свойств), вследствие некоторой инерционности резиновые тепломеры ЛТИХП диаметром 30 см и толщиной около 1 см дают погрешности для отдельных сроков. Но в суточной сумме они вполне применимы (взаимная компенсация смещенных максимумов и минимумов). Это подтверждается и сравнительными измерениями этих тепломеров в условиях Подмосковья и Воркуты [Голубев, Павлов, 1961]. А. В. Павловым и А. В. Голубевым доказана также рациональность использования тепломеров ЛТИХП в мерзлых грунтах при отсутствии пучения.

В табл. 2.1 приведены суммы основных составляющих теплового баланса земной поверхности для некоторых пунктов территории СССР и МНР. При этом тепловой поток в почву (B) дан по фактическим измерениям (за исключением стационаров Колтуши, Амдермы и Хоронорского). Как видно, длительные наблюдения за тепловым потоком в почву по непосредственным определениям на сегодняшний день на огромной территории Евразии выполнены, по существу, лишь в работах бывшего Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР и Института мерзлотоведения СО АН СССР (А. В. Павлов, Е. Н. Молочушкин, М. К. Гаврилова). В таблице приведены данные лишь для равнинных местностей. Результаты экспериментальных исследований тепловых потоков ИМ СО АН СССР в горных

Таблица 2.1

Суммы составляющих теплового баланса земной поверхности на открытых участках равнин, ккал/см²

Поток	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Загорск (Подмосковье), 1957—1959 гг. Разнотравно-клеверный луг, супесь [Павлов, 1979]													
R	—0,8	—0,4	0,2	3,6	6,5	7,2	8,4	5,5	2,6	0,6	—0,8	—0,9	31,7
LV	0,1	0,2	0,6	1,6	4,8	5,2	6,3	4,0	2,2	1,0	0,1	0,1	26,2
P	—0,7	—0,5	(—0,2)	—0,0	1,1	1,4	1,6	1,3	0,7	0,0	—0,4	—0,6	3,7
B	—0,2	—0,1	—0,2	0,4	0,6	0,6	0,5	0,2	—0,3	—0,4	—0,5	—0,4	0,2
ΔW	0,0	0,0	0,0	1,6							0,0	0,0	1,6
Колтуши (окрестности Ленинграда), 1947, 1949—1951 гг. Злаково-разнотравный луг, супесь [Огнева, 1955]													
R	—1,1	—0,7	1,0	4,0	5,7	6,4	7,1	4,6	2,6	—0,6	—0,8	—0,8	27,4
LV	—0,0	0,1	0,7	2,3	3,0	3,9	4,5	3,4	2,1	0,2	0,0	0,0	20,2
P	—0,8	—0,6	—0,3	1,1	2,3	2,0	2,2	1,1	0,5	—0,4	—0,4	—0,4	6,3
B	—0,3	—0,2	—0,1	0,3	0,4	0,5	0,4	0,1	0,0	—0,4	—0,4	—0,4	—0,1
ΔW	0,0	0,0	0,7	0,3							0,0	0,0	1,0
Воркута (северо-восток ЕТС), 1959—1961 гг. Кочковато-ерниковая тундра, тяжелый суглинок [Павлов, 1979]													
R	—0,7	—0,9	—0,2	0,8	5,1	7,1	9,0	4,6	1,9	—0,6	—0,8	—0,6	24,7
LV	—0,4	—0,2	0,3	1,0	0,7	2,7	3,6	2,0	1,3	—0,1	—0,4	—0,4	10,1
P	—0,1	—0,5	—0,3	—0,1	2,8	2,8	4,1	2,1	0,8	—0,2	0,4	0,1	11,9
B	—0,2	—0,2	—0,2	—0,1	0,0	1,6	1,3	0,5	—0,2	—0,3	—0,8	—0,3	1,1
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,0	(1,6)					0,0	0,0	0,0	1,6
Амдерма (арктическое побережье ЕТС), 1953 г. Травянистая тундра, суглинок. [Сычев, 1959]													
R	—	—	—	—	—	8,6	7,6	5,9	1,0	—	—	—	—
LV+P	—	—	—	—	—	7,7	6,5	5,0	0,9	—	—	—	—
B	—	—	—	—	—	0,9	1,1	0,9	0,1	—	—	—	—
Соленый (север Западной Сибири), 1974—1976 гг. Мохово-лишайниковая закочкаренная тундра, суглинок и супесь [Павлов, 1979]													
R	—1,0	—1,0	—0,7	0,0	1,3	6,3	7,2	5,4	2,2	—1,0	—1,3	—0,7	16,7
LV	(0,0)	(0,0)	(0,1)	(0,4)	1,0	1,7	3,8	1,8	1,0	(0,1)	0,0	0,0	9,9
P	(—0,7)	(—0,7)	(—0,6)	(—0,4)	0,0	2,3	2,5	3,2	1,0	(0,0)	—0,6	—0,3	5,7
B	—0,3	—0,3	—0,2	0,0	0,2	1,1	0,9	0,4	0,2	—1,1	—0,7	—0,4	—0,2
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	1,2				0,0	0,0	0,0	1,3
Игарка (север Западной Сибири), 1971—1974 гг. Разнотравно-вейниковый луг, пылеватый суглинок [Павлов, 1979]													
R	—0,5	—0,2	—0,2	1,2	4,8	7,8	7,1	4,7	1,1	—0,3	—0,8	—0,6	24,1
LV	0,0	0,0	0,2	0,6	0,7	3,7	4,0	2,7	0,8	0,1	0,0	0,0	12,8
P	—0,3	—0,0	0,0	0,7	2,0	3,2	2,3	1,8	(0,4)	0,5	—0,5	—0,4	9,7
B	—0,2	—0,2	—0,4	—0,1	0,9	0,9	0,8	0,2	—0,1	—0,9	—0,3	—0,2	0,4
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2					0,0	0,0	0,0	1,2
о. Мостах (арктическая Якутия), 1965—1966 гг. Разреженная злаково-моховая тундра, торфяник [Молочушкин, 1969]													
R	—1,5	—1,1	—0,8	0,0	1,4	7,2	8,0	4,3	0,6	—1,2	—1,3	—1,6	14,0
LV	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,3)	(2,2)	(3,8)	(2,3)	(0,2)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(8,8)
P	(—0,8)	(—0,5)	(—0,4)	(0,2)	(0,4)	(1,5)	(2,6)	(1,1)	(0,2)	(—0,3)	(—0,2)	(—0,9)	(2,9)
B	—0,7	—0,6	—0,4	—0,2	0,7	1,9	1,6	0,9	0,2	—0,9	—1,1	—0,7	0,7
ΔW	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(1,6)			(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	1,6
Сырдах (Центральная Якутия), 1974—1976 гг. Разнотравно-злаковый луг, суглинок [Павлов, 1979]													
R	—0,8	—0,5	—0,4	2,1	6,9	7,8	7,0	5,0	2,5	—0,3	—0,9	—1,1	27,3
LV	—0,0	0,0	0,0	0,7	2,1	4,5	3,9	1,9	1,1	0,1	0,0	—0,0	14,3
P	—0,3	—0,1	—0,3	0,6	3,7	2,6	2,5	2,7	1,4	0,0	—0,2	—0,4	12,2
B	—0,5	—0,4	—0,1	0,3	0,9	0,7	0,6	0,4	0,0	—0,4	—0,7	—0,7	0,1
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2					0,0	0,0	0,0	0,7
Тюнгюлю (Центральная Якутия), 1963 г. Злаково-разнотравный луг, супесь [Гаврилова, 1967а]													
R	—	—	—	—	—	9,2	8,5	4,5	2,2	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	—	2,9	2,8	0,9	0,6	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	5,2	4,8	2,9	1,5	—	—	—	—
B	—	—	—	—	—	1,1	0,9	0,7	0,1	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нерюктейцы (Центральная Якутия), 1965—1967 гг. Разнотравно-тонконогово-осочная степь, супесь и песок [Гаврилова, 1973б]													
R	—1,2	—1,0	—0,7	2,5	6,8	8,9	8,7	5,7	2,6	—0,4	—1,5	—1,4	29,0
LV	0,0	0,0	0,0	1,0	2,8	3,5	4,1	2,7	0,7	0,0	0,0	0,0	14,8
P	—0,6	—0,5	—0,4	1,1	3,0	3,8	3,6	2,6	1,8	0,1	—0,8	—0,6	13,1
B	—0,6	—0,5	—0,3	—0,2	1,0	1,6	1,0	0,4	0,1	—0,5	—0,7	—0,8	0,5
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,6						0,0	0,0	0,0	0,6
Якутск (Центральная Якутия), 1970—1973 гг. Злаково-разнотравный луг, супесь [Павлов, 1979]													
R	—0,5	—0,5	—0,1	2,0	7,0	8,1	7,7	5,4	2,6	0,1	—0,7	—0,5	30,6
LV	—0,0	0,0	0,1	0,8	2,1	2,4	1,5	2,2	1,2	0,1	0,0	—0,0	10,4
P	—0,1	—0,2	—0,0	0,6	4,0	5,1	5,7	3,0	1,4	0,4	—0,2	0,0	19,7
B	—0,4	—0,3	—0,2	0,2	0,7	0,6	0,5	0,2	0,0	—0,4	—0,5	—0,5	—0,1
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2					0,0	0,0	0,0	0,6
Суптурган (Центральная Якутия), 1966—1968 гг. Многолетняя вырубка с моховым и разнотравным покровом, тяжелая супесь [Гаврилова, 1973б]													
R	—1,1	—1,0	—0,5	2,8	8,8	9,1	8,5	7,1	3,2	—0,7	—1,0	—1,0	34,2
LV	0,0	0,0	0,0	1,0	3,7	3,8	4,1	3,3	1,1	0,0	0,0	0,0	17,0
P	—0,7	—0,7	—0,4	1,1	4,0	4,1	3,6	3,2	2,0	—0,3	—0,4	—0,5	15,0
B	—0,4	—0,3	—0,1	0,0	1,0	1,2	0,8	0,6	0,1	—0,4	—0,6	—0,5	1,4
ΔW	0,0	0,0	0,0	0,7	0,1					0,0	0,0	0,0	0,8
Зона БАМа (ниже 500 м), 1972—1979 гг. Разнотравный покров, суглинки [Гаврилова, Чердонова, 1981]													
R	—	—	—	—	8,5	10,0	8,5	7,0	4,5	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	2,0	3,0	3,0	2,5	1,5	—	—	—	—
P	—	—	—	—	5,5	6,0	4,5	4,0	3,0	—	—	—	—
B	—	—	—	—	1,0	1,0	1,0	0,5	0,0	—	—	—	—
Хоронорский стационар (Юго-Восточное Забайкалье), 1962—1967 гг. Тырсово-пижмовая степь, черноземы на коричнево-буром суглинке [Мартьянова, 1970]													
R	—	—	—	—	9,2	9,0	9,0	8,4	5,4	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	3,1	4,2	5,6	5,4	1,6	—	—	—	—
P	—	—	—	—	4,9	3,6	3,1	3,1	3,4	—	—	—	—
B	—	—	—	—	0,3	0,4	0,3	0,3	—0,0	—	—	—	—
*(B)**	—	—	—	—	(1,2)	(1,2)	(0,3)	—	—	—	—	—	—
Далан-Дзадагад (Южная Монголия), 1968—1970 гг. Пустынная степь, песок [Гаврилова, 1974]													
R	—1,3	—1,0	3,8	5,8	7,0	7,4	7,2	5,6	4,8	3,0	0,7	—1,4	41,6
LV	0,0	0,1	0,3	0,7	0,9	1,2	1,7	1,3	0,9	0,2	0,0	—0,1	7,2
P	—0,5	—0,7	3,2	4,4	5,0	5,2	4,8	4,1	4,3	3,4	1,5	—0,4	34,3
B	—0,8	—0,4	0,2	0,7	1,1	1,0	0,7	0,2	—0,4	—0,6	—0,8	—0,9	0,0
ΔW	0,0	0,0	0,1	0,0							0,0	0,0	0,1

* В скобках даны значения, выведенные автором.

регионах Сибири и Монголии [Гаврилова, 1964, 1967б, 1974; Шасткевич, Сорокина, 1967] здесь не рассматриваются.

Нами были просмотрены и материалы расчетных значений тепловых потоков в почву, имеющиеся в литературе. Обычно при климатологических расчетах теплового потока в почву используется метод Г. Х. Цейтина [Руководство..., 1977] или метод М. С. Аверкиева (1960). Однако, судя по абсолютным значениям и по соотношению с радиационным балансом, получаемые величины для области многолетнего промерзания и глубокого сезонного промерзания горных пород не всегда соответствуют действительности.

Так, по методу Цейтина (см. формулу (2.10)) для этих районов получаются, по-видимому, заниженные значения [Тимофеев и др., 1966; Мартьянова, 1970; и др.]. На общую возможную заниженность величин теплового потока по этому методу указывали и другие исследователи [Аверкиев, 1960; Бакалов и др., 1959; и др.]. По расчетам вышеуказанных авторов, для районов вечной мерзлоты и сопредельных регионов тепловой поток в почву в теплое время года составляет лишь 3—6% от величины радиационного баланса, тогда как по тепломерным наблюдениям и тщательным расчетам К. А. Сычева (1959) и А. Ф. Захаровой (1966) собственными способами для этих областей эти отношения составляют 10—15%. Повышенный тепловой поток в почву в области вечной мерзлоты отмечают многие [Павлов, 1965, 1975, 1979; Богушевский, 1974; и др.]. Это связано с тем, что в районах многолетнего и глубокого сезонного промерзания горных пород большое количество тепла идет на фазовые переходы вода — лед, в частности на протаивание в теплое время года.

По методу Цейтина расчеты проводятся по температурным и влажностным характеристикам лишь в самом верхнем слое почвы (0—20 см), т. е. процессы на больших глубинах (порядка слоя сезонного протаивания до 4—5 м в отдельных районах) прак-

Таблица 2.2

Соотношения приходных (+) и расходных (—) статей теплового баланса земной поверхности на открытых участках равнин, %

Поток	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Загорск (окрестности Москвы). Область сезонного промерзания													
R	—89	—67	+33	+100	+100	+100	+100	+100	+90	+60	—89	—90	+100
LV	—11	—33	—100	—44	—74	—72	—75	—73	—76	—100	—11	—10	—82
P	+78	+83	+34	0	—17	—20	—19	—23	—24	0	+44	+60	—12
B	+22	+17	+33	—11	—9	—8	—6	—4	+10	+40	+56	+40	—1
ΔW	0	0	0	—45							0	0	—5
Колтуши (окрестности Ленинграда). Область сезонного промерзания													
R	—100	—87	+72	+100	+100	+100	+100	+100	+100	—75	—100	—100	+100
LV	0	—13	—50	—58	—53	—61	—63	—74	—81	—25	0	0	— 73
P	+73	+75	+21	—27	—40	—31	—31	—24	—19	+50	+50	+50	—23
B	+27	+25	+7	—8	—7	—8	—6	—2	0	+50	+50	+50	+0
ΔW	0	0	—50	—7							0	0	—4
Воркута (северо-восток ЕТС). Область прерывистой мерзлоты													
R	—100	—100	—40	+80	+100	+100	+100	+100	+90	—100	—67	—86	+100
LV	+57	+22	—60	—100	—14	—38	—40	—43	—62	+17	+33	+57	—41
P	+14	+56	+60	+10	—55	—39	—46	—46	—38	+33	—33	—14	—48
B	+29	+22	+40	+10	0	—23	—14	—11	+10	+50	+67	+43	—4
ΔW	0	0	0	0	—31					0	0	0	—7
Амдерма (арктическое побережье ЕТС). Область сплошной мерзлоты													
R	—	—	—	—	—	+100	+100	+100	+100	—	—	—	—
LV+P	—	—	—	—	—	—90	—86	—85	—90	—	—	—	—
B	—	—	—	—	—	—10	—14	—15	—10	—	—	—	—
Соленый (север Западной Сибири). Область сплошной мерзлоты													
R	—100	—100	—88	0	+100	+100	+100	+100	+100	—91	—100	—100	+99
LV	0	0	—12	—100	—77	—27	—53	—33	—45	—9	0	0	—58
P	+70	+70	+75	+100	0	—37	—35	—60	—45	0	+46	+43	—34
B	+30	+30	+25	0	—15	—17	—12	—7	—10	+100	+54	+57	+1
ΔW	0	0	0	0	—8	—19				0	0	0	—8
Игарка (север Западной Сибири, правобережье Енисея). Область прерывистой мерзлоты													
R	—100	—100	—50	+92	+100	+100	+100	+100	+92	—33	—100	—100	+100
LV	0	0	—50	—46	—14	—47	—56	—57	—67	—11	0	0	—53
P	+60	0	0	—54	—42	—41	—32	—38	—33	—56	+63	+67	—40
B	+40	+100	+100	+8	—19	—12	—12	—5	+8	+100	+37	+33	—2
ΔW	0	0	0	0	—25					0	0	0	—5
о. Мостах (арктическая Якутия). Область сплошной мерзлоты													
R	—100	—100	—100	0	+100	+100	+100	+100	+100	—100	—100	—100	+100
LV	0	0	0	0	—21	—31	—48	—53	—33	0	0	0	—63
P	+53	+45	+50	—100	—29	—21	—32	—26	—34	+25	+15	+56	—21
B	+47	+55	+50	+100	—50	—26	—20	—21	—33	+75	+85	+44	—5
ΔW	0	0	0	0	0	—22			0	0	0	0	—11
Сырдах (Центральная Якутия, Лено-Амгинское междуречье). Область сплошной мерзлоты													
R	—100	—100	+100	+100	+100	+100	+100	+100	+100	—75	—100	—100	+100
LV	0	0	0	—33	—30	—58	—56	—38	—44	—25	0	0	—52
P	+38	+20	+75	—29	—54	—33	—36	—54	—56	0	+22	+36	—45
B	+62	+80	+25	—14	—13	—9	—8	—8	0	+100	+78	+64	—0
ΔW	0	0	0	—24	—3					0	0	0	—3
Тюнгюлю (Центральная Якутия, Лено-Амгинское междуречье). Область сплошной мерзлоты													
R	—	—	—	—	—	+100	+100	+100	+100	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	—	—31	—33	—20	—27	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—57	—36	—64	—68	—	—	—	—
B	—	—	—	—	—	—12	—11	—16	—5	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нерюктейцы (Центральная Якутия, правобережье долины Лены). Область сплошной мерзлоты													
R	−100	−100	−100	+93	+100	+100	+100	+100	+100	−80	−100	−100	+100
LV	0	0	0	−37	−41	−39	−47	−47	−27	0	0	0	−51
P	+50	+50	+57	−41	−44	−43	−42	−46	−69	−20	+53	−43	−45
B	+50	+50	+43	+7	−15	−18	−11	−7	−4	+100	+47	−57	−2
ΔW	0	0	0	−22						0	0	0	−2
Якутск (Центральная Якутия, левобережье долины Лены). Область сплошной мерзлоты													
R	−100	−100	−50	+100	+100	+100	+100	+100	+100	+20	−100	−100	+100
LV	0	0	−50	−40	−30	−30	−19	−47	−46	−20	0	0	−34
P	+20	+40	0	−30	−57	−63	−74	−46	−54	−80	+71	0	−64
B	+80	+60	+100	−10	−10	−7	−7	−7	−0	+80	+29	+100	+0
ΔW	0	0	0	−20	−3					0	0	0	−2
Суптурган (Центральная Якутия, Лено-Вилюйское междуречье). Область сплошной мерзлоты													
R	−100	−100	−100	+100	+100	+100	+100	+100	+100	−100	−100	−100	+100
LV	0	0	0	−36	−42	−42	−48	−46	−34	0	0	0	+50
P	+64	+70	+80	−39	−45	−45	−42	−45	−63	+43	+40	+50	−44
B	+36	+30	+20	0	−11	−13	−10	−9	−3	+57	+60	+50	−4
ΔW	0	0	0	−25	−1					0	0	0	−2
Зона БАМа (в пределах западной и восточной ветвей, ниже 500 м). Область островной и прерывистой мерзлоты													
R	—	—	—	—	+100	+100	+100	+100	+100	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	−24	−30	−35	−36	−33	—	—	—	—
P	—	—	—	—	−64	−60	−53	−57	−67	—	—	—	—
B	—	—	—	—	−12	−10	−12	−7	−0	—	—	—	—
Хоронорский стационар (Юго-Восточное Забайкалье). Область глубокого сезонного промерзания													
R	—	—	—	—	+100	+100	+100	+99	+100	—	—	—	—
LV	—	—	—	—	−34	−47	−62	−64	−30	—	—	—	—
P	—	—	—	—	−53	−40	−35	−36	−63	—	—	—	—
B	—	—	—	—	(−13)	(−13)	−3	+1	−7	—	—	—	—
Далан-Дзадагад (Южная Монголия). Область сезонного промерзания													
R	−100	−91	+100	+100	+100	+100	+100	+100	+92	+83	+97	−100	+100
LV	0	−9	−8	−12	−12	−13	−24	−23	−17	−6	0	+7	−17
P	+38	+64	−84	−76	−76	−71	−67	−73	−83	−94	−100	+29	−83
B	+62	+36	−5	−12	−12	−16	−9	−4	+8	+17	+53	+64	0
ΔW			−3										0

тически не учитываются или учитываются слабо. Кроме того, и сами параметры в слое 0—20 см требуют тщательного определения, что не всегда удается в полевых условиях. Для области же неглубокого сезонного промерзания этот метод, по-видимому, вполне применим (собственно, он и рекомендуется для теплого времени года, т. е., вероятно, для случая полностью оттаявшего грунта). Так, расчетные данные для окрестностей Ленинграда [Огнева, 1955] и тепломерные наблюдения в окрестностях Москвы [Павлов, 1979; и др.] близки между собой. Отношение теплового потока в почву к величине радиационного баланса и там и здесь составляет в теплое время года (табл. 2.2) в среднем 6%. Промерзший за зиму слой почвогрунта в 40 см к маю успевает полностью оттаять.

Метод М. С. Аверкиева (1960) основан на расчете теплосодержания грунта до глубины затухания годовых амплитуд температуры и учете тепла фазовых переходов. Самим автором были произведены определения для окраины Москвы. Полученные значения в общем согласуются с тепломерными наблюдениями в Подмосковье [Павлов, 1979 и др.]. Однако величины тепловых потоков в почву, найденные этим способом для восточных районов страны, кажутся несколько завышенными для отдельных месяцев [Несмелова и др., 1967]. Так, для мая авторами этой работы в пунктах Алданского и Патомского нагорий даются значения от 2,1 до 4,4 ккал/(мес · см²), а в октябре — ноябре от 1 до 1,8 ккал/(мес · см²). По тепломерным же измерениям в области многолетнего и глубокого сезонного промерзания горных пород наибольшие суммы тепловых потоков в почву в начале лета обычно не превышают 2 ккал/(мес · см²), а в зимние месяцы находятся в пределах 1 ккал/(мес · см²). Некоторая неточность в расчетах по методу Аверкиева для отдельных метеорологических станций может быть связана с тем, что непосредственные измерения температуры ведутся лишь до глубины 3,2 м. Температуры ниже этой глубины, а также влажность по всему слою определяются косвенным путем.

Как видно из табл. 2.2, в годовом выводе повсеместно радиационный баланс — основной источник поступления тепла на земную поверхность. Это тепло тратится главным образом на испарение и прогревание атмосферы. При этом в более увлажненных регионах затрата тепла на испарение является преобладающей. Так, на Европейской территории СССР на испарение идет более 3/4 тепла радиацион-

ного баланса, в арктической части страны — около 2/3, в засушливой Центральной Якутии — около половины, в сухих районах Монголии — менее 1/4. Отношения затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой — обратные. Наибольшая потеря тепла — в сухих районах Монголии (более 3/4 радиационного баланса), в Центральной Якутии — немногим менее половины, в арктической части — около 1/3, на ЕТС — менее 1/4.

Часть поступившего за год тепла радиационного баланса идет на таяние снега. Наибольшая доля его оказывается в арктической части страны (около 10%). Снег к концу зимы хотя и не самый высокий в пределах Евразии (40—50 см), но очень плотный (0,30—0,35 г/см³); с другой стороны, годовые суммы радиационного баланса в Арктике наименьшие (в пределах 15 ккал/см²). В северной части ЕТС и Западной Сибири на таяние снега расходуется около 7% тепла радиационного баланса (высота снега в конце зимы 60—80 см), на западе ЕТС — около 5% (50—60 см), в континентальной Центральной Якутии с относительно маломощным снежным покровом (40 см в конце зимы) — около 2%. В полупустынях Южной Монголии, где снежный покров находится в пределах 1—4 см, затрата тепла на таяние снега по отношению к годовой сумме радиационного баланса (более 40 ккал/см²) ничтожна.

Сумма отрицательного и положительного теплооборота в верхнем слое грунта в годовом выводе большей частью близка 0 или для отдельных лет находится в пределах 0,5—1,5 ккал/см², что составляет от 0 до ±5% годовой величины радиационного баланса.

Иные соотношения между составляющими теплового баланса земной поверхности складываются в теплые и холодные сезоны года. Кстати, в понятие теплый и холодный периоды (сезоны) года разные специалисты вкладывают разные критерии. Так, агрометеорологи за теплый сезон принимают только время активной вегетации растительности. Это обычно период, когда средние температуры воздуха устойчиво (более трех дней) выше +10°С, редко +5°С; дополнительным условием принимается иногда отсутствие заморозков. Метеорологи за теплый сезон принимают время, когда осадки выпадают в жидком виде. При этом зачастую, по европейскому канону, этот период (апрель — октябрь) распространяется, например, на всю территорию СССР, хотя даже в условиях Центральной Якутии апрель и октябрь — месяцы преимущественно с твердыми осадками, не говоря уже о более северных регионах. Мерзлотоведы за теплый сезон принимают период сезонного протаивания почвогрунта, за холодный — период его промерзания. В теплофизике грунтов за теплый сезон берется время теплоаккумуляции (положительного теплооборота), а за холодный — время потери тепла (отрицательного теплооборота).

В климатологии выделяются сезоны года, различающиеся по сменам типичных атмосферных процессов или по особенностям хода метеорологических элементов. Это — весна, лето, осень, зима, иногда вводится предзимье и предвесенье. Естественно, что для разных климатических регионов начало и конец этих сезонов, а также продолжительности их различаются. К сожалению, и к определению дат климатических сезонов существует разный подход [Лебедев, Писарева, 1956; Гольцберг, 1956; Лебедев, 1958; и др.].

Так, за начало весны принимаются такие показатели: окончание устойчивых морозов — наступление дневных радиационных оттепелей подтаивания снежного покрова; окончательный переход температуры воздуха в 13 часов через 0°С; устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0°С к положительным значениям; разрушение устойчивого снежного покрова и др. Разница между первым и последним признаком составляет для Москвы, например, 27 дней (10 марта — 6 апреля), для Якутска — 17 дней (13 апреля — 30 апреля). За начало лета (конец весны) принимаются: прекращение резкого повышения температуры воздуха, устойчивый переход средних суточных температур воздуха к значениям выше +10°С, установление безморозного периода на поверхности почвы и др. Разница между вторым и третьим признаком: для Москвы 20 дней (2—22 мая), для Якутска 12 дней (28 мая — 9 июня).

Начало осени (конец лета) характеризуется появлением заморозков на почве, переходом средней месячной температуры воздуха через 10° в сторону понижения, резким падением температуры воздуха и др. Разница между первым и вторым критерием: в Москве 2 дня (22—20 сентября), в Якутске 7 дней (27 августа — 3 сентября). Признаками начала зимы (конца осени) берутся: переход температуры в 13 часов через 0°, наступление устойчивых морозов (максимум температуры воздуха не бывает выше 0°), переход средней суточной температуры воздуха через −5°, образование устойчивого снежного покрова и др. Разница между этими признаками: для Москвы 4 дня (26—30 ноября), для Якутска 8 дней (11—19 октября).

Таким образом, сезонные различия в разных регионах могут проявляться не только в зависимости от климатической зональности, но и от принятого подхода к ним. Наименьшие различия — в датах наступления осеннего и зимнего периодов, наибольшие — весеннего. Основная неопределенность в критериях весны заключается в том, что одни климатологи включают в них наличие снега (тающего), другие — полное отсутствие его. Следует заметить, что в числе признаков того или иного переломного момента в метеорологическом режиме сезонов почти отсутствуют радиационно-тепловые критерии, которые, по существу, физически и определяют перестройку режимов.

В табл. 2.3, представлены переходные даты основных сезонных критериев для некоторых пунктов, где имелись полные теплобалансовые исследования, позволяющие проследить и такие моменты, как устойчивые переходы через нулевые значения суточных сумм радиационного баланса и теплового потока в почву. Климатические даты (средние за много лет) взяты из справочных изданий. Данные для окрестностей больших городов осреднены по показаниям нескольких станций. Радиационно-тепловые характеристики выведены по материалам разных авторов [Климат Москвы, 1969; Огнева, 1955; Павлов, 1979 и др.; Захарова, 1966; Молочушкин, 1969; Гаврилова, 1967а, 1973б, 1974 и др.; и др.]. За мерзлотные характеристики (начало и конец сезонного промерзания — протаивания грунтов) взяты даты устойчивого перехода через 0°С средних суточных температур на поверхности почвы (найдены графически).

Таблица 2.3

Даты переломных мерзлотно-климатических характеристик и продолжительности соответствующих (теплого и холодного) периодов, дни

Станция	Переход температуры воздуха в 13 часов через 0°С	Переход суточной температуры воздуха через 0°С	Переход суточной температуры воздуха через 10°С	Появление снежного покрова и его окончательный сход	Образование устойчивого снежного покрова и его разрушение	Наибольшая декадная высота снега в конце зимы, см	Переход суточного радиационного баланса через 0	Переход суточного теплового потока в почве через 0	Начало и конец протаивания (промерзания) грунтов
Окрестности Москвы	8/III	2/IV	2/V	3/XI	26/XI	42	7/III	27/III	8/IV
	26/XI	6/XI	20/IX	11/IV	6/IV		28/X	27 VIII	30/X
	263	218	141				235	153	205
	102	147		159	131		130	212	160
Окрестности Ленинграда	—	6/IV	20/V	1/XI	6/XII	40	4/III	25/III	—
	—	8/XI	18/IX	21/IV	6/IV		22/X	15/IX	—
	—	216	121				230	174	—
	—	149		171	151		135	191	—
Воркута	—	6/VI	1/VII	4/X	13/X	70	22/III	15/V	16/V
	—	1/X	10/VIII	4/VI	26/V		8/X	8/IX	9/IX
	—	117	40				200	116	116
	—	248		182	225		165	249	249
Амдерма	—	10/VI	Нет	4/X	18/X	31	29/IV	16/V	20/V
	—	1/X	»	9/VI	3/VI		1/X	7/IX	15/X
	—	113	»				154	114	148
	—	252		248	228		211	251	217
Игарка	26/IV	26/V	20/VI	1/X	8/X	64	8/IV	18/IV	20/V
	14/X	3/X	22/VIII	5/VI	3/VI		9/X	4/IX	29/IX
	171	130	63				184	141	132
	194	235		247	239		181	224	233
о. Мостах	23/V	8/VI	Нет	22/IX	2/X	26	15/IV	22/IV	29/V
	14/X	25/IX	»	12/VI	6/VI		25/IX	21/IX	20/IX
	143	108	»				164	152	114
	222	257		263	247		201	213	251
Сырдах (Борогонцы)	—	6/V	26/V	6/X	11/X	32	20/III	23/III	22/IV
	—	1/X	1/IX	4/V	3/V		11/X	15/IX	24/IX
	—	147	97				205	175	155
	—	218		210	204		160	190	210
Нерюктейцы	—	1/V	26/V	13/X	14/X	33	22/III	20/IV	27/IV
	—	27/IX	29/VIII	28/IV	22/IV		11/X	20/IX	4/X
	—	149	95				203	153	160
	—	216		197	190		162	212	205
Якутск	13/IV	30/IV	28/V	4/X	11/X	30	17/III	1/IV	1/V
	11/X	3/X	3/IX	5/V	24/IV		18/X	15/IX	1/X
	180	155	97				215	167	153
	185	210		213	195		150	198	212
Суптурган (Маган)	—	3/V	28/V	8/X	12/X	35	20/III	15/IV	3/V
	—	1/X	1/IX	5/V	3/V		9/X	22/IX	30/IX
	—	151	126				203	160	150
	—	214		209	203		162	205	215
Ербогачен	2/IV	29/IV	3/VI	30/IX	12/X		20/III	6/III	4/V
	21/X	4/X	25/VIII	11/V	4/V		12/X	4/IX	1/X
	202	158	83				206	182	150
	163	207		223	204		159	183	215
Киренск	22/III	20/IV	26/V	10/X	21/X		27/II	6/III	6/IV
	28/X	11/X	4/IX	30/IV	26/IV		26/X	4/IX	3/X
	213	174	101				241	182	180
	152	191		202	187		124	183	185
Иркутск	18/III	11/IV	23/V	10/X	2/XI		15/II	6/III	6/IV
	10/XI	18/X	7/IX	30/IV	31/III		15/XI	4/IX	3/X
	236	190	107				273	182	180
	129	175		202	161		92	183	185
Далан-Дзадагад	—	25/III	2/V	6/XI	6/XII	4	21/II	5/III	22/III
	—	29/X	28/IX	15/IV	26/II		1/XII	25/VIII	27/X
	—	218	149				283	173	220
	—	147		160	82		82	192	145

Мы попытались сопоставить те или иные переходные показатели. Однако помимо естественного разброса по рассматриваемой территории, вызванного изменчивостью погодных условий (особенно залеганием снежного покрова), некоторое неудобство вызывает то, что наблюдения за радиационно-тепловым режимом не совпадают по годам и длительности с общими климатическими данными (ряды последних больше). Тем не менее можно уловить некоторые тенденции.

Еще З. И. Пивоварова и Т. Т. Плешкова (1962) заметили, что весной суточные значения радиационного баланса переходят через 0 задолго до схода снежного покрова (этими авторами были построены карты дат нулевых величин радиационного баланса для СССР). На севере эта разница — около 30 дней, в умеренных широтах и на юге — до 45 дней. Ранний переход радиационного баланса к положительным показаниям в это время года связан с повышенным приходом солнечной радиации весной, хотя лежащий на поверхности снег еще обладает высоким альбедо.

Эти закономерности подтверждаются и данными табл. 2.3. При этом разница между датой перехода радиационного баланса через 0 и датой разрушения устойчивого снежного покрова зависит не только от широты места, но и от рельефа местности. Так, в северной половине ЕТС это различие составляет около месяца, в арктической части страны (азиатской) — около 2, в Центральной Якутии — в долине р. Лены — около месяца, а на водоразделах — 1,5, на возвышенном юге Средней Сибири — 1,5—2 месяца, в полупустынях и пустынях Южной Монголии, где снег быстро сходит,— лишь 5 дней.

Характерно, что вслед за переломом в ходе радиационного баланса весной на западе ЕТС тотчас же идет переход дневных температур (в 13 часов) через 0°С (радиационные оттепели). Однако по мере передвижения на север и восток эти даты растягиваются. Наибольшие различия отмечаются в континентальных регионах Восточной Сибири (около месяца). Это говорит о том, что для перестройки термического поля в районах низких зимних температур требуется большое количество тепловой энергии. Переход суточных температур воздуха через 0°С совершается после перехода суточных значений радиационного баланса к положительным примерно через месяц на ЕТС, полтора — в Восточной Сибири и два — на Арктическом побережье.

Переход радиационного баланса земной поверхности от отрицательных значений к положительным в весеннее время года вызывает перестройку термического режима не только в воздухе, но и в нижележащих слоях снега и почвы. Тепловой поток в почве меняет свой знак. Теперь верхние слои почвогрунта не отдают тепло земной поверхности, а получают его. Переход теплового потока в почве через 0 совершается после смены знака радиационного баланса: на ЕТС примерно через 3 недели, в Средней Сибири — через 2 недели, а на севере — в пределах недели. Больший интервал времени на ЕТС связан, по-видимому, с тем, что здесь, как уже говорилось, после перехода радиационного баланса через 0 сразу начинается подтаивание относительно мощного снега, на что требуется определенное количество тепла. В Восточной Сибири же и в Арктике таяние снега задерживается и перестройка радиационного баланса на поверхности относительно быстро передается вниз.

Характерно, что в южной полосе Якутии (Нерюктейцы), так же как и в смежных районах Иркутской области (Ербогачен), тепловой поток в почве меняет свой знак весной раньше, чем радиационный баланс (до двух — трех недель). Этот факт отмечен и А. Ф. Захаровой (1966). Исследуя тепловой баланс южной тайги Средней Сибири, она нашла, что на севере территории нулевой поток тепла в почву весной опережает нулевой радиационный баланс примерно на полмесяца, в средней части совпадает с ним, а на юге отстает на полмесяца.

Переход теплового потока в почве через 0 весной совершается еще при наличии снежного покрова (тепло идет на повышение температуры в снеге и в почвогрунте в пределах отрицательных значений). До разрушения устойчивого снежного покрова с этого момента проходит: на ЕТС 10 дней, в Центральной Якутии, в Прибайкалье, Монголии 3 недели, на севере Азии и на возвышенных местах Средней Сибири 1,5—2 месяца.

Сезонное протаивание почвогрунтов сверху начинается, конечно, при отсутствии снежного покрова. При наличии хотя бы небольшого снега поступающее тепло идет на его стаивание. Однако дата начала протаивания и схода снежного покрова (разрушения или окончательного) не всегда совпадают. Дело в том, что на метеорологических станциях наличие снежного покрова отмечается при залегании его на более 50% местности. На площадках снег может сойти (соответственно идет уже и протаивание), а на других участках еще сохраняется, и наоборот.

Так, начало протаивания на станциях составляет от 0 до ±2 недель по отношению к датам разрушения устойчивого снежного покрова. При этом характерно, что для северной половины рассматриваемой территории начало протаивания обычно опережает дату разрушения снежного покрова на 1—2 недели, т. е. на площадках снег сходит раньше, чем в окрестностях. В южной половине начало протаивания большей частью отстает от дат разрушения снежного покрова в пределах недели, а в Южной Монголии, где тонкий слой снега разрушается намного раньше, чем происходит перестройка термического поля,— в пределах 3—4 недель.

После схода (разрушения) накопившегося за зиму снежного покрова бывают повторные снегопады, и дата окончательного исчезновения снега на поверхности смещается на более поздние сроки. Так, в Южной Монголии эти различия доходят до 1,5 месяцев, в Прибайкалье — до месяца, на ЕТС — до 10—20 дней. Наименьшие различия — в континентальной Восточной Сибири, где весенние снегопады редки. Здесь между датой разрушения устойчивого снежного покрова и окончательным сходом его проходит всего лишь 1—7 дней.

Протаивание почвы повсюду начинается раньше окончательного схода снега на 1—24 дня. Наименьшие различия в Центральной Якутии (1—4 дня), затем в смежных регионах Средней Сибири и на западе ЕТС (примерно неделя), наибольшие — в арктических районах (2—3 недели), в Прибайкалье и Монголии (более 3 недель).

Таким образом, даты схода снежного покрова

(как разрушения, так и окончательного) не всегда являются показательными для определения начала протаивания. Наиболее приемлемы они лишь для областей быстрого схода снега, с устойчивой весной как Центральная Якутия. Для северных и южных регионов, где сход снега задерживается или начинается рано, и для областей активной циклонической деятельности с повторными весенними снегопадами разница между началом протаивания и сходом снега доходит до нескольких недель.

Наиболее близкие соотношения из представленных характеристик в весеннее время года для дат начала протаивания имеются с датами перехода средних суточных температур воздуха через 0°С (за исключением арктических районов). Так, для многих пунктов, в том числе и для Прибайкалья и Монголии, разница в этих датах находится в среднем в пределах ±5 дней. Это различие может быть связано как с естественными причинами, так и с приближенностью оценки начала протаивания (переход температуры земной поверхности через 0°С который находится по графику хода месячных значений). В дальнейшем необходим более тщательный и очень трудоемкий анализ по просмотру первичного материала по ежедневным показаниям. Тем не менее основные закономерности вырисовываются и по имеющимся данным.

Так, в большинстве районов Сибири и Монголии протаивание начинается на 3—6 дней раньше, чем переход через нулевые температуры в воздухе. Это и естественно, так как прогревание воздуха весной идет от земной поверхности. Как и в случае соотношений перехода радиационного баланса и теплового потока в почве через 0, выделяются южная полоса Якутии и смежные районы Средней Сибири, где воздух прогревается на 2—5 дней раньше, чем земная поверхность. Это может быть связано с затоком более теплого воздуха с соседних равнин, долин и склонов при сложном рельефе. На арктическом побережье начало протаивания на 10—30 дней может начаться раньше, чем суточные температуры воздуха устойчиво перейдут через 0°С. Это объясняется тем, что протаивание почвы имеет более локальный характер. Прогревание же воздуха идет на большем пространстве. Соседство холодного Северного Ледовитого океана, который поглощает большое количество тепла на таяние льда и прогревание воды, задерживает повышение температуры воздуха в прибрежных районах.

Таким образом, от момента перехода радиационного баланса через 0 до начала сезонного протаивания проходит 1—1,5, а то и 2 месяца. А от момента перехода теплового потока через 0 до начала протаивания проходит от 10 дней на западе ЕТС, до одного месяца в северной половине Сибири и 1,5—2 месяцев в Южной Сибири и Монголии. За это время осуществляется перестройка термического поля в окружающей среде. Большое количество тепла затрачивается на таяние снега, а также на изменение теплосодержания в воздухе, снежном покрове и верхнем слое почвогрунта от наинизших отрицательных до нулевых значений.

Соотношения между переходными климатическими и радиационно-тепловыми характеристиками осенью более устойчивы, чем весной, хотя и здесь имеется определенный разброс в зависимости от климатических регионов, или интенсивности процессов. Так, по З. И. Пивоваровой и Т. Т. Плешковой (1962), в западных районах ЕТС, Западной Сибири и Казахстане радиационный баланс становится отрицательным за 30—40 дней до образования устойчивого снежного покрова, в Восточной Сибири даты почти совпадают (0—5 дней), а в Забайкалье он переходит через 0 после образования устойчивого снежного покрова. Высокая отражательная способность снега играет большую роль в потере тепла лучистой энергии. Там, где устойчивый снежный покров наблюдается менее чем в 50% зим — начинается зона непрерывно положительного радиационного баланса. Но здесь, по-видимому, следует учитывать и географическую широту места. В высоких широтах, где приход солнечной радиации в определенные месяцы меньше потери тепла излучением, и при отсутствии снежного покрова радиационный баланс отрицательный. Таково положение на западе ЕТС, где переход радиационного баланса через 0 совершается до появления снежного покрова.

По данным табл. 2.3, под Москвой и Ленинградом радиационный баланс переходит через 0 за 6—10 дней до появления первого снежного покрова и за 20—45 дней до появления устойчивого снежного покрова. К северу ЕТС, где снежный покров образуется раньше, даты сближаются. На территории Сибири переход радиационного баланса через 0 большей частью совершается после установления снежного покрова, особенно после первого его появления (через 1—10 дней в Якутии, 10—15 дней в Средней Сибири, 25—35 дней в Прибайкалье и Монголии). По отношению к окончательному установлению снежного покрова переход радиационного баланса через 0 в Сибири ближе, но может быть как немного раньше, так и немного позже — в пределах ±7 дней повсеместно.

Промежуток между появлением первого снежного покрова и окончательным его установлением составляет: в окрестностях Ленинграда — более месяца, в остальных районах ЕТС — от 10 до 20 дней, на арктическом побережье — 10—15 дней, в Центральной Якутии — 1—7 дней, в Средней Сибири — 10—12 дней, в Прибайкалье — 3 недели, в Южной Монголии — месяц.

В соотношениях дат перехода радиационного баланса через 0 осенью и дат перехода температуры воздуха через 0°С в 13 часов нет четкой связи. Отклонения могут быть как в ту, так и другую сторону в различных показателях (от 2 дней до месяца). Более закономерны соотношения с датами перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С. Так, на западе ЕТС переход радиационного баланса через 0 опережает даты установления нулевых температур на 10—15 дней. В остальных регионах понижение температур к отрицательным значениям происходит на 1—2 недели раньше, чем радиационный баланс переходит через 0. В Прибайкалье и Монголии это опережение происходит за месяц.

Устойчивое установление средних суточных температур воздуха около 0°С происходит в период первого появления снежного покрова (в пределах ±7 дней). Переход к отрицательным температурам воздуха в суточном выводе идет еще до установления снежного покрова: в пределах 1—2 недель на севере, в Центральной Якутии и Средней Сибири и месяца на территории Южной Монголии и ЕТС.

Почвогрунты начинают отдавать тепло земной поверхности и прилежащим слоям воздуха задолго до смены знака радиационного баланса. Разница эта составляет: на западе ЕТС, в Монголии и Прибайкалье — более 2 месяцев, на севере ЕТС и в Восточной Сибири — около месяца. Самый короткий промежуток — в азиатской части Арктики — в пределах 5 дней.

Большой разрыв отмечается также между датами перехода теплового потока в почве через 0 и суточных температур воздуха через 0°С. На западе ЕТС эта разница доходит до 2—2,5 месяца, в Южной Монголии — месяц, в Прибайкалье — 1,5 месяца, в Средней Сибири — месяц, на севере ЕТС — около 3 недель, в Центральной Якутии — около 2 недель, на Арктическом побережье — в пределах 5 дней.

Поскольку переход средних суточных температур воздуха через 0°С почти совпадает с появлением первого снежного покрова (в пределах ±1 недели на большей части территории), смена знака теплового потока в почве также существенно опережает это явление. На западе ЕТС разрыв составляет 1,5—2 месяца, на севере ЕТС — около месяца, в азиатской Арктике — несколько дней, в Центральной Якутии — 3 недели, на юге Средней Сибири — месяц, в Южной Монголии — 2,5 месяца.

Сезонное промерзание почвогрунтов с поверхности начинается позже даты перехода теплового потока в почве от положительных к отрицательным значениям, т. е. требуется определенное количество тепла и время на перестройку термического поля. Это запаздывание составляет: на западе ЕТС и в Южной Монголии — около 2 месяцев, на юге Средней Сибири — около месяца, в Центральной Якутии — около 2 недель, в Арктике — несколько дней (в пределах недели).

Начало промерзания ближе к датам перехода радиационного баланса через 0 по сравнению с нулевым теплопотоком в почву. Но и здесь имеется разброс в зависимости от региона. Наибольшая разница (1—1,5 месяца) в Прибайкалье и Южной Монголии, где приход солнечной радиации большой и в предзимнее время года. В остальных регионах начало промерзания опережает даты нулевого радиационного баланса на 1—2 недели.

Еще ближе даты начала промерзания почвогрунтов к датам перехода суточных температур воздуха через 0°С. Промерзание грунтов (переход суточных температур на земной поверхности от положительных к отрицательным значениям) начинается за 1—7 дней до перехода суточных температур воздуха к отрицательным показателям почти повсеместно. Это свидетельствует о выхолаживании воздуха от поверхности земли.

Начало промерзания грунтов опережает даты наступления устойчивых морозов в воздухе (температура в будке в 13 часов не поднимается выше 0°С) на 10—20 дней на западе ЕТС, в Прибайкалье и Монголии на месяц.

Начало промерзания грунтов довольно близко датам появления первого снежного покрова, поскольку последнее, как уже говорилось, почти согласуется со временем устойчивого перехода суточных температур воздуха через 0°С (разница в начале промерзания составляет 1—10 дней по отношению к образованию снежного покрова). Это свидетельствует также о том, что снег сохраняется лучше тогда,

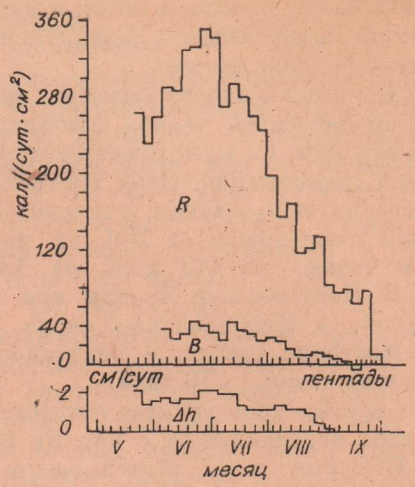

Рис. 2.2. Сезонный ход средних за пентаду суточных сумм радиационного баланса земной поверхности (R), теплового потока в почвогрунт (B) и скорости протаивания (Δh) на открытом пространстве луга. Местность Тюнгюлю в Центральной Якутии, 1963 г.

когда он выпадает на промерзающую поверхность.

Промерзание почвогрунта опережает установление снежного покрова на 10—12 дней в Восточной Сибири, на месяц на западе ЕТС и в Южном Прибайкалье и на 1,5 месяца Южной Монголии.

Таким образом, еще при положительном радиационном балансе почвогрунты перестают получать тепло от земной поверхности (за 1—2 месяца во многих регионах). Это происходит потому, что при повышении влажности на поверхности осенью понижающегося количества тепла солнечной радиации начинает уже не хватать на испарение и на прогревание воздуха. Определенное количество тепла подтягивается из верхних слоев почвы, и теплопоток меняет свой знак. Теперь почвогрунты отдают тепло и начинают остывать.

Однако от начала потери тепла до начала промерзания почвы сверху проходит определенное время: от нескольких дней в холодной Арктике до 1—2 месяцев на юге Сибири, в Монголии и на западе ЕТС. За это время происходит перестройка термического поля в верхнем слое почвогрунта от наибольших положительных до нулевых значений температуры.

Сдвиг тепловых процессов у земной поверхности в осеннее время года хорошо виден и на рис. 2.2. Здесь представлен сезонный ход осредненных за пятидневки суточных сумм радиационного баланса и теплового потока в почву и среднего за сутки приращения глубин протаивания. При этом между всеми тремя элементами прослеживается в общих чертах идентичная зависимость, хотя и с некоторыми смещениями. Также заметно, что в местности Тюнгюлю в 1963 г. на открытом лугу сезонное протаивание прекратилось во второй пятидневке сентября, хотя непрерывное поступление тепла в почву продолжалось по третью пятидневку. Однако общая интенсивность потока уже пошла на спад и имевшегося тепла уже не хватало на прогревание талого слоя в 1,8 м и дальнейшее протаивание нижележащих грунтов. В четвертой пятидневке произошла первая смена знака потока, хотя в следующую пятидневку (при соответствующем повышении радиационного баланса) он снова стал положительным.

В шестую пятидневку тепловой поток в почву окончательно стал отрицательным, а радиационный баланс оставался еще положительным.

Следуя традициям мерзлотоведов, под теплым сезоном будем понимать период сезонного протаивания почвогрунтов (с поверхности), а под холодным — период промерзания. Судя по табл. 2.3, длительность сезона протаивания изменяется по рассматриваемой территории от 200 на западе ЕТС (оттаивание почвы) до 115 дней на Арктическом побережье. В Центральной Якутии она составляет 150—160 дней, в Прибайкалье — около 180 дней. В Южной Монголии грунты с поверхности оказываются талыми в течение 220 дней.

Сезонное промерзание грунтов возрастает, естественно, по мере передвижения с юга на север. Так, на западе ЕТС этот сезон длится около 160 дней, а на северо-востоке примерно 250 дней. В пределах Азии имеем: арктическое побережье — 250 дней, север Западной и Восточной Сибири — 230, Центральная Якутия и Средняя Сибирь — 200—215, Прибайкалье — 185 дней. В Южной Монголии (область глубокого сезонного промерзания) продолжительность этого времени года 145 дней, промерзает (при относительно низких температурах зимы) примерно 180 см грунта.

Характерно, что период теплоаккумуляции в грунте (положительный теплооборот) для областей сезонного промерзания грунтов оказывается короче, чем длительность сезонного протаивания (примерно на 50 дней на западе ЕТС и в Южной Монголии). В области же многолетнего промерзания он повсеместно длительнее (от нескольких дней по окраине до месяца в наиболее холодных регионах Восточной Сибири). Это свидетельствует о большой затрате тепла в районах вечной мерзлоты на перестройку термического поля после сильного зимнего выхолаживания.

Соответственно период потери тепла (отрицательного теплооборота) для области многолетнего промерзания горных пород оказывается короче сезона промерзания. В наиболее континентальных регионах эта разница составляет до месяца, а по окраине — несколько дней. В области сезонного промерзания длительность отрицательного теплопотока оказывается примерно на 50 дней больше сезона промерзания.

Такая картина складывается из-за несовпадения дат перехода теплового потока в почве через 0 и перехода температуры на земной поверхности через 0°С. При этом разницы эти в весеннее и осеннее время оказываются различными. Так, в Якутске смена знака потока в почву происходит осенью 15 сентября, а начало сезонного промерзания — 1 октября, весной — смена потока в почву 1 апреля, а начало протаивания 1 мая, т. е. разница осенью полмесяца, а весной — месяц. В Подмосковье соответствующие даты: 27 августа и 30 октября, 27 марта и 8 апреля, т. е. здесь, наоборот, весенние даты ближе (12 дней), а осенние растянуты более чем на 2 месяца.

Период сезонного протаивания повсеместно короче периода положительного радиационного баланса от 1,5 до 3 месяцев в зависимости от региона. Период сезона промерзания соответственно длительнее периода отрицательного радиационного баланса от 45—50 дней в Якутии до 60 дней в Средней Сибири и до 80—90 дней по окраине вечной мерзлоты.

Длительности сезонов промерзания и протаивания близки длительностям периодов со средними суточными температурами ниже или выше 0°С. Различия находятся в пределах от 1—2 до ±10 дней. При этом для времени промерзания имеется тенденция некоторого превышения числа дней с отрицательными температурами в воздухе, а для времени протаивания — наоборот. Это вполне увязывается с общей закономерностью прогревания воздуха от земной поверхности.

С датами залегания снежного покрова продолжительность сезона промерзания близка только для наиболее континентальных регионов Восточной Сибири (Центральная Якутия, север Иркутской области), где отмечается быстрое установление и сход снега. Так, различия с длительностью снежного покрова от первого его появления до разрушения находятся здесь в пределах ±одной недели (сезон промерзания короче сезона устойчивого залегания снега на 1—2 недели). Однако для окраинных районов вечной мерзлоты и областей сезонного промерзания различия составляют от 2 недель до месяца, а по устойчивому снегу — до 1—2 месяцев.

Таким образом, просмотр различных переходных критериев показывает, что сезоны промерзания и протаивания как по началу и концу, так и по длительности наиболее близко увязываются с датами перехода и продолжительностью средних суточных температур воздуха ниже или выше 0°С. Следовательно, для характеристики периода сезонного промерзания — протаивания грунтов в области вечной мерзлоты можно воспользоваться этими данными. Установление таких косвенных связей необходимо потому, что массовых показателей начала, конца и продолжительности сезонного промерзания и протаивания почвогрунтов не имеется. Материалы же по температуре воздуха в различных видах, в том числе и по нулевым значениям, публикуются во многих справочных изданиях и даже закартированы. Расхождения же между датами начала и конца промерзания — протаивания и датами перехода средних суточных температур воздуха через 0°С в пределах 1—5 дней не имеют существенного значения для последующего процесса в течение сезона.

Периоды промерзания и протаивания делят год на две части, большей частью неравные. При этом в области сезонного промерзания преобладающим является период протаивания (в Южной Монголии — на 2 месяца, на западе ЕТС — на 1,5 месяца). В области же многолетнего промерзания горных пород сезон промерзания превалирует: по Арктическому побережью — на 4—5 месяцев, по северу Азии — на 3 месяца, в Центральной Якутии — на 1,5—2 месяца, на юге Средней Сибири на 2—3 недели. В Прибайкалье периоды промерзания и протаивания примерно одинаковы.

Соответственно периоды отрицательных и положительных теплооборотов в грунтах также неодинаковы. В области сезонного промерзания грунтов длительность положительного теплопотока в грунты преобладает: на западе ЕТС на 1—2 месяца, в Южной Монголии на 1,5 месяца. В области многолетнего промерзания горных пород продолжительность отрицательного потока тепла в почву с поверхности превалирует: по Арктическому побережью — на 4—5 месяцев, в Центральной Якутии — на 1,5—2 месяца.

На юге Средней Сибири и в Прибайкалье длительности периодов отрицательных и положительных потоков тепла в почву с поверхности примерно равны.

Поскольку в годовой сумме поток тепла в горные породы практически равен 0, неравномерность периодов отрицательных и положительных теплонакоплений свидетельствует о неравной интенсивности процессов в теплое и холодное время года. Так, в области многолетнего промерзания за относительно короткое время лета в грунты должно поступить столько же тепла, сколько за более длительное холодное время. И действительно, наибольшие месячные суммы положительных потоков здесь составляют 1,5—1,8 ккал/см² (см. табл. 2.1). Наибольшие (по абсолютной величине) отрицательные месячные суммы потоков обычно редко превосходят 1,1 ккал/см², т. е. примерно в 1,5 раза меньше, чем летом.

Соотношения периодов с положительным и отрицательным радиационными балансами также не равны. При этом длительности каждого из периодов в основном зависят от широты местности, что связано с большой зависимостью прихода солнечной радиации от последнего фактора, т. е. высоты солнца над горизонтом, которая меняется в течение года и по мере передвижения с юга на север. Определенный вклад вносит и длительность залегания снежного покрова, который обладает высоким альбедо, т. е. влияет на расходную часть радиационного баланса в зимнее и весеннее время года. На преобладающей части рассматриваемой территории период с положительным радиационным балансом превалирует: в Южной Монголии на 7 месяцев, в Прибайкалье на 6, в Подмосковье и Ленинграде на 3, на юге Средней Сибири и в Центральной Якутии на 1,5 месяца и т. д. На севере Сибири эти периоды примерно одинаковы. В Арктике, где характерны относительно малые высоты солнца, а зимой стоит полярная ночь, преобладает время с отрицательным балансом: от 1 до 2 месяцев по побережью и ближайшим островам. Однако из-за относительно большого поступления солнечного тепла в полярный день годовая сумма радиационного баланса и здесь оказывается положительной: от 0 в Центральном полярном бассейне до 10—15 ккал/см² по побережью.

Сравним периоды промерзания и протаивания с климатическими сезонами. За критерии климатических сезонов нами приняты термические характеристики. Лето — время, когда средние суточные температуры воздуха устойчиво выше +10°С. Зима — время устойчивых морозов, т. е. когда максимальная температура в будке или срочная температура воздуха в 13 часов не поднимается выше 0°С. Весна — время от окончания устойчивых морозов до перехода суточной температуры через +10°С. Осень — время от спада температуры воздуха через +10°С до начала устойчивых морозов.

Как можно заметить по табл. 2.3, сезон протаивания захватывает целиком лето и часть весны и осени, а сезон промерзания — целиком зиму и также часть осени и весны. При этом большая доля переходных климатических сезонов (весна и осень) тяготеет к периоду протаивания (преимущественно в бесснежные дни). Так, в Подмосковье примерно 4/5 весны и 7/8 осени приурочены к протаиванию и лишь 1/5 весны и 1/8 осени — к промерзанию. В условиях Центральной Якутии по 2/3 весны и осени относятся к периоду протаивания и по 1/3— к периоду промерзания.

Лето и зима являются относительно устойчивыми сезонами по характеристикам составляющих теплового баланса, осень же, а особенно весна — неустойчивыми. Это может вносить определенное маскирование в подсчет сумм (перемена знаков) и в выводе соотношений между членами теплового баланса для сезонов протаивания и промерзания, особенно для последнего.

В табл. 2.4 приведены суммы и соотношения между составляющими теплового баланса для теплого и холодного периодов года. Суммы по соответствующим сезонам подсчитаны нами в пределах вышепринятых критериев (см. также табл. 2.3). Суммы для сезонов промерзания и протаивания по станциям Загорск, Воркута, Соленый, Игарка, Сырдах, Якутск выписаны из работы А. В. Павлова (1979). Однако в процессе переработки последних данных были обнаружены отдельные опечатки. По согласованию с автором внесены соответствующие поправки в основном в значения турбулентного теплообмена, которые находились как остаточный член уравнения теплового баланса. Исправленные значения приведены в скобках (см. табл. 2.1 и 2.4).

Летом основной приходной статьей теплового баланса земной поверхности является тепло радиационного баланса (табл. 2.4). Суммы его изменяются примерно от 30 ккал/см² в южной половине рассматриваемого региона, 20—25 ккал/см² в Центральной Якутии до 10—15 ккал/см² на севере. На Арктическом побережье лета, по существу, нет.

На западе ЕТС 60—75% тепла радиационного баланса идет на испарение, а около 20—30% — на прогревание атмосферы и 6% — на прогревание почвы. На севере ЕТС, Западной Сибири и в Центральной Якутии затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой примерно одинаковы (по 45%), с некоторым превышением в ту или иную сторону в зависимости от конкретной обстановки. На прогревание почвы тратится приблизительно 10—15% тепла радиационного баланса. В полупустынях Южной Монголии основное количество тепла идет на прогревание атмосферы (до 75%), около 20% — на испарение, 8% тепла поступает в глубь почвы.

Зимние суммы радиационного баланса повсюду отрицательны и изменяются в пределах — —1,5—, —6 ккал/см². Это — превалирующая расходная статья теплового баланса этого времени года (76—97%). Примерно 10—20% тепла идет на испарение (в начале и конце зимы). Около 5—10% тепла расходуется на таяние снега в конце зимы. Как установлено, радиационное подтаивание снега в дневные часы происходит еще при отрицательных значениях температуры воздуха: —1, —7° на ЕТС и —10, —15° в Арктике [Гольцберг, 1956; Лебедев, 1958; Яковлев, 1960].

Потеря тепла зимой компенсируется приходом тепла из атмосферы и поступлением его к земной поверхности из нижележащих слоев почвогрунта. Так, на западе ЕТС первая приходная статья составляет 2/3—3/4 поступающего тепла, а вторая — около 1/3. В области многолетнего и глубокого промерзания горных пород приход тепла из почвогрунтов преобладает, составляя от 50 до 100% общей суммы поступления тепла.

Таблица 2.4

Сезонные суммы (ккал/см²) и соотношения (%) приходных (+) и расходных (—) статей теплового баланса земной поверхности на открытых участках равнин

Поток	Лето		Зима		Сезон протаивания		Сезон промерзания	
	ккал/см²	%	ккал/см²	%	ккал/см²	%	ккал/см²	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Загорск								
R	28,7	+100	—2,1	—81	33,0	+100	—1,4	—38
LV	21,4	—75	0,5	—19	25,0	—76	1,3	—35
P	5,6	—19	—1,9	+73	6,1	—18	(—2,6)	+70
B	1,7	—6	—0,7	+27	1,3	—4	—1,1	+30
ΔW			0,0	0	0,6	—2	1,0	—27
Колтуши								
R	21,9	+100	—3,0	—85	28,8	+100	—1,4	—39
LV	14,3	—65	0,3	—9	18,9	—66	1,3	—36
P	6,4	—29	—2,3	+66	8,7	—30	—2,4	+67
B	1,2	—6	—1,2	+34	1,1	—4	—1,2	+33
ΔW			0,2	—6	0,1	0	0,9	—25
Воркута								
R	11,0	+100	—1,6	—76	22,6	+100	2,0	+50
LV	4,4	—40	0,0	0	9,6	—42	0,8	—20
P	5,0	—45	0,2	—10	9,8	—44	(1,6)	—40
B	1,6	—15	—2,1	+100	3,2	—14	—2,0	+50
ΔW			0,3	—14	0,0	0	(1,6)	—40
Соленый								
R	14,0	+100	—4,6	—79	21,1	+100	—4,4	—72
LV	6,7	—48	1,2	—21	8,3	—39	(1,6)	—26
P	5,6	—40	—3,4	+59	9,0	—43	(—3,4)	+56
B	1,7	—12	—2,4	+41	2,6	—12	—2,7	+44
ΔW			0,0	0	1,2	—6	0,1	—2
Игарка								
R	13,3	+100	—1,3	—62	21,1	+100	3,6	+61
LV	7,3	—55	0,8	—38	11,3	—54	1,7	—29
P	4,7	—35	—0,3	+14	7,3	—34	3,0	—51
B	1,3	—10	—1,8	+86	2,5	—12	—2,3	+39
ΔW			0,0	0	0	0	1,2	—20
о. Мостах								
R	Нет	Нет	—5,9	—97	18,2	+100	—4,2	—75
LV	»	»	0,2	—3	8,5	—47	0,3	—5
P	»	»	—2,4	+39	5,3	—29	—2,4	+43
B	»	»	—3,7	+61	3,9	—21	—3,2	+57
ΔW			0,0	0	0,5	—3	1,1	—20
Сырдах								
R	19,8	+100	—2,6	—76	29,1	+100	—1,8	—56
LV	10,3	—51	0,5	—15	13,6	—47	0,9	—28
P	7,8	—40	—0,9	+26	(12,9)	—44	—0,7	+22
B	1,7	—9	—2,5	+74	2,5	—9	—2,5	+78
ΔW			0,3	—9	0,1	0	0,5	—16
Нерюктейцы								
R	23,3	+100	—5,0	—86	32,7	+100	—3,7	—70
LV	10,3	—44	0,5	—9	13,8	—42	1,0	—19
P	10,0	—43	—2,5	+43	14,8	—45	—1,7	+32
B	3,0	—13	—3,3	+57	4,1	—13	—3,6	+68
ΔW			0,3	—5	0,0	0	0,6	—11

Окончание табл. 2.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Якутск								
R	21,2	+100	—1,9	—76	30,7	+100	—0,1	—5
LV	6,1	—29	0,5	—20	9,3	—30	1,0	—50
P	13,8	—66	—0,2	+8	19,1	—62	0,4	—20
B	1,3	—5	—2,3	+92	2,1	—7	—2,0	+100
ΔW			0,1	—4	0,2	—1	0,5	—25
Суптурган								
R	24,7	+100	—3,4	—81	36,7	+100	—2,5	—59
LV	11,2	—45	0,5	—12	16,0	—44	1,0	—24
P	10,9	—44	—2,1	+50	16,9	—46	—1,9	+45
B	2,6	—11	—2,1	+50	3,7	—10	—2,3	+55
ΔW			0,3	—7	0,1	0	0,7	—17
Ербогачен								
R	19,2	+100	—2,3	—	(26,7)	+100	—1,1	—
B	2,3	—12	—3,1	—	2,9	—11	—2,9	—
Киренск								
R	20,7	+100	—0,1	—	30,8	+100	—0,3	—
B	2,8	—14	—3,1	—	3,1	—10	—3,1	—
Иркутск								
R	24,9	+100	0,1	—	40,2	+100	3,3	—
B	2,1	—8	—2,8	—	2,9	—7	—2,9	—
Далан-Дзадагад								
R	32,0	+100	—3,1	—97	40,8	+100	0,8	+23
LV	6,0	—19	0,1	—3	6,9	—17	0,3	—9
P	23,4	—73	—0,6	+19	31,2	—76	3,1	—88
B	2,6	—8	—2,6	+81	2,7	—7	—2,7	+77
ΔW			0,0	0	0	0	0,1	—3

Как уже говорилось, сезон промерзания почвогрунтов с поверхности охватывает не только зимний, но частично и осенний и существенно весенний периоды. В последний период происходит большая перестройка в тепловом режиме как атмосферы, так и земной поверхности. Увеличение высоты солнца над горизонтом и относительно малая облачность и большая прозрачность атмосферы после зимы способствуют повышенному приходу солнечной радиации весной. Радиационный баланс становится в это время положительным. Как было показано, переход радиационного баланса через 0 совершается задолго до схода снежного покрова и до перехода средних суточных температур воздуха через 0°С. Повышенные положительные значения радиационного баланса весной компенсируют сравнительно небольшие отрицательные суммы баланса зимы. В результате в суммарном выводе за сезон промерзания получаются значения радиационного баланса, близкие 0 или имеющие небольшие отрицательные (порядка —1,5, —2 ккал/см² за сезон) и даже положительные величины.

Существенной расходной статьей теплового баланса весеннего периода, входящего в сезон промерзания, является затрата тепла на таяние снега. На западе ЕТС она забирает более 1/4 тепла, в Арктике — около 1/5, в Центральной Якутии — около 1/6. И лишь в Южной Монголии, где снег тонок и рано сходит, эта доля составляет лишь 3%. Весной возрастает и затрата тепла на испарение. Расход этот за сезон промерзания вместе с осенним испарением

составляет на западе ЕТС от 35 до 40%, в Сибири от 20 до 30%, наименьшие значения — в Арктике и в сухих районах Монголии (5—10%).

С повышением весной тепла солнечной радиации и увеличением потерь других статей теплового баланса расходная доля радиационного баланса в сумме за сезон снижается по сравнению с зимой на 20—40%. Она составляет теперь: на западе ЕТС примерно 40%, на севере Западной Сибири и в Центральной Якутии 60—70%, на Арктическом побережье — 75% от расходных статей теплового баланса. Как и зимой, трата тепла земной поверхности за сезон промерзания компенсируется приходом тепла из атмосферы: на 65—70% на западе ЕТС, на 45—50% в Арктике и на 20—35% в Центральной Якутии.

Значительным пополнением тепла земной поверхности за сезон промерзания является приток тепла из грунта. При этом наибольший вклад его, как и зимой, в области многолетнего и глубокого сезонного промерзания. Так, на западе ЕТС тепловой поток из почвы составляет 30—35%, на севере Западной Сибири 40—45, в Якутии 55—75, в Южной Монголии 75—80%.

Структура теплового баланса земной поверхности за сезон протаивания является довольно определенной и близка структуре теплового баланса за летнее время. Дополнительная статья — лишь затрата тепла на таяние остатков снега, поскольку этот сезон захватывает и часть весны. Радиационный баланс за все время положительный и изменяется по рассматриваемой территории за сезон от 41 ккал/см² в Южной Монголии, 30—35 ккал/см² на западе ЕТС и в Центральной Якутии до 20—25 ккал/см² на Севере и 15—20 ккал/см² в Арктике.

Как и летом, на западе ЕТС основной расход тепла идет на испарение (2/3—3/4 от суммы радиационного баланса), а затем — на прогревание атмосферы (примерно 1/4—1/3), 4% тепла идет на прогревание почвы и около 1—2% — на таяние снега. На севере ЕТС и Западной Сибири, в Центральной Якутии соотношения затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой примерно одинаковы (40—45%). Расход тепла на прогревание почвы составляет 10—12%, а на таяние снега — в среднем 1%. В Южной Монголии соотношения составляющих теплового баланса земной поверхности за сезон протаивания такие же, как и летом, т. е. 3/4 тепла идет на прогревание атмосферы, менее 1/4 — на испарение и 7% — в почву. Затрата тепла на таяние снега практически равна 0.

Просмотр составляющих теплового баланса земной поверхности по месяцам (см. табл. 2.1) показывает, что по абсолютным значениям все составляющие изменяются в течение года. Максимальные значения радиационного баланса, затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен обычно приходятся на середину лета (июль, редко смещаются на июнь). Минимальные величины этих составляющих падают обычно на середину зимы (декабрь — январь). Максимум снеготаяния, естественно, весной. Максимум теплового потока в почву приходится обычно не на середину лета, а на его первую половину, максимальная теплоотдача из почвы — в первой половине зимы. Такое смещенное распределение теплового потока в почве по отношению к наибольшему приходу и расходу тепла на земной поверхности (главным образом радиационного баланса) связано с большой затратой и выделением тепла в верхнем слое почвогрунта при фазовых переходах воды в процессе размерзания и замерзания в начальный период.

В течение холодного времени года изменяются как абсолютные значения составляющих теплового баланса, так и их соотношения от месяца к месяцу (см. табл. 2.2).

В теплое время года, несмотря на изменение абсолютных значений потоков, структура теплового баланса для отдельных пунктов остается относительно устойчивой. Особенно это относится к соотношениям затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой. Дело в том, что их абсолютные значения, помимо условий увлажнения, определяются в основном общим тепловым фоном, который создается радиационным балансом. Поэтому и в сезонном ходе по абсолютным значениям они следуют за радиационным балансом (совпадение максимумов и минимумов). Небольшое изменение влажности на естественных участках одной и той же местности в отдельные периоды сезона сказывается лишь на некотором изменении соотношений между затратами тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой в сторону первого (при усилении увлажнения) или второго (при большей сухости).

Тепловой поток в почву за лето и за сезон протаивания закономерно изменяется как по абсолютным значениям, так и по соотношению к приходным статьям теплового баланса. Как уже говорилось, наибольшее количество тепла поступает в почву в первой половине сезона. В это время (май — июнь) тепловой поток составляет, например, в Центральной Якутии 10—15% от величины радиационного баланса, в июле — августе 7—10, а в сентябре 0—5%. Такое смещение соотношений связано с тем, что тепловой поток в почву зависит не только от фона тепла на земной поверхности, но и от температурных и влажностных (льдистых) контрастов в верхнем слое почвогрунта. Наибольшее количество тепла почвогрунтами забирается в начальный период протаивания. Ко второй половине лета контрасты сглаживаются, граница промерзания — протаивания спускается ниже. Осенью, как уже говорилось, еще при достаточно больших положительных значениях радиационного баланса, идущего главным образом на испарение и прогревание атмосферы, тепловой поток в почву становится незначительным и даже меняет свой знак — почвогрунты начинают выхолаживаться.

Отношение теплового потока в почву за сезон протаивания к сумме радиационного баланса за этот же сезон оказывается почти таким же, как и за лето (см. табл. 2.4). Расхождения — в пределах ±1—2%, больше в сторону превышения летних соотношений. Это оказывается благоприятным в некотором методическом плане, а именно: имея данные по тепловому потоку в почву (фактическому или тщательно рассчитанному) по экспедиционным наблюдениям за сравнительно короткий летний полевой сезон, можно по полученным соотношениям B/R оценить тепловой поток в почву в сумме за сезон протаивания.

Соотношения между тепловым потоком в почву и значениями других составляющих теплового ба-

ланса (например, радиационного) для сезона промерзания менее устойчивы. Это связано с изменчивостью самих потоков и со сравнительно небольшими их абсолютными величинами, т. е. возрастанием относительной погрешности при определении отношения. Однако если исходить из того, что годовая сумма положительных и отрицательных тепловых потоков в почву практически равна 0, то легко оценить и сумму теплового потока в почву за сезон промерзания, приравняв ее по абсолютной величине к сумме теплового потока в почву за период протаивания.

Как видно из табл. 2.4, суммы теплового потока в почву за сезон протаивания (так же как и за сезон промерзания), а также их соотношения с радиационным балансом изменяются по мере передвижения с севера на юг.

Так, несмотря на относительно короткий период протаивания в Арктике (менее 4 месяцев), тепловой поток в почвогрунты оказывается здесь наибольшим (примерно 4 ккал/см² за сезон), так же как и соотношения его с радиационным балансом (около 20%). Это связано с большой затратой тепла на таяние сильно льдистых грунтов в увлажненной тундре. Например, по наблюдениям Е. Н. Молочушкина (1969), на о. Мостах влажность верхнего заторфованного слоя мощностью 1 м равнялась 180%, а нижних супесчаных и суглинистых льдистых отложений — 30—50%. Поскольку, как уже говорилось, в Арктике лета как такового (с устойчивыми температурами воздуха выше 10°С), собственно, нет, то весь сезон протаивания проходит по типу весеннего, т. е. с большой долей затраты тепла на прогревание и протаивание почвогрунта. Однако, несмотря на большой поток тепла в почву, из-за повышенной льдистости и низких температур промерзания за зиму, при которых поглощается большое количество тепла на изменение теплосодержания, за теплый сезон здесь успевает протаять лишь около 1 м грунта.

Попутно следует обратить внимание на то, что приводимые Е. Н. Молочушкиным (1969, 1972 и др.) суммы положительного теплового потока в почве для о. Мостах, равные 2,4 ккал/см² и составляющие 12% от величины радиационного баланса, относятся к тепломеру, заложенному на глубине 0,5 м. Публикуемые нами в табл. 2.4 значения 3,9 ккал/см² для сезона протаивания, так же как и для других сезонов на о. Мостах, и месячные суммы в табл. 2.1 относятся к показаниям тепломера на глубине 5 см, т. е. приурочены ближе к земной поверхности. Данные этого тепломера автором в свое время не были подсчитаны в суммарном виде. Они отображены только в виде графика сезонного хода средних за сутки часовых сумм для каждого дня, которые и были обработаны нами для каждого месяца. Сумма тепла, проходящего и уходящего через земную поверхность, естественно, больше, чем на глубине 0,5 м.

Тепловой поток в почву за сезон протаивания на северо-востоке ЕТС и на европейском Арктическом побережье (Воркута, Амдерма) также повышен — около 3 ккал/см² и составляет немногим менее 15% от радиационного баланса. На севере Западной Сибири (Соленый, Игарка) сумма теплового потока в почву составляет примерно 2,5 ккал/см², или 12% от величины радиационного баланса за сезон протаивания.

В Центральной Якутии, характеризующейся низкими температурами почвогрунта зимой, несмотря на относительную сухость грунтов (в пределах 10—30%), за сезон протаивания расходуется примерно 3 ккал/см² тепла. Из-за повышенного радиационного баланса в этом регионе отношение теплового потока в почву к величине радиационного баланса составляет в среднем за рассматриваемый сезон 10%, т. е. сравнительно небольшое. Такие же суммы и соотношения теплового потока в почву за это время и в смежных районах Средней Сибири [Захарова, 1966].

В регионах сезонного промерзания грунтов, окаймляющих области вечной мерзлоты, как суммы потоков, так и их отношения снижены. Так, в Южном Забайкалье и Южной Монголии, где имеет место глубокое промерзание горных пород, суммы потоков за этот сезон менее 3 ккал/см², или около 7% от суммы радиационного баланса. Еще меньшие значения — в регионах небольшого сезонного промерзания. На западе ЕТС на сезонное протаивание грунтов и их дальнейшее прогревание расходуется лишь 1—1,5 ккал/см² тепла, или 4% от суммы радиационного баланса за сезон протаивания.

Судя по литературным данным, тепловой поток в почву в теплое время года в области сезонного промерзания грунтов снижается по отношению к поступающему теплу и дальше, по мере передвижения на юг и запад. В. М. Жуковым (1969) для суходольных лугов Томской области дается соотношение 8—10%, А. Ф. Чудновским (1959) для Поволжья — 8%, для ЦЧО — 7%, А. Р. Константиновым и др. (1966) для северо-западных районов Украины — 6% и т. д. Особенно малы значения теплового потока в почву в пустынных районах Средней Азии: 2—4% за сезон протаивания [Кувшинова, 1965; Огнева, 1968; и др.]. Влажность почвы здесь около 1%.

Характерно, что для одной и той же местности при одинаковом естественном увлажнении соотношения теплового потока в почву и радиационного баланса устойчивы от участка к участку, т. е. не зависят от характера почвы [Руководство..., 1977]. По-видимому, различия здесь проявляются в размахе суточных колебаний, а в суммарном выводе максимумы и минимумы сглаживаются. По Г. Н. Мартьяновой (1970), даже тип луговой растительности мало влияет на абсолютные значения теплового потока в почву. Она считает, что различия в коэффициентах теплопроводности в этом случае компенсируются соответствующими изменениями температурных градиентов в почве. Т. А. Огнева (1955) заключает, что разница в температурах поверхности почвы и поверхности луговой растительности, не превышающей по высоте 20 см, мало сказывается на суммарной величине теплового потока в почву.

Большое значение для теплового потока в почву имеет характер увлажнения. Это хорошо видно на примере орошаемых полей. Так, по нашим наблюдениям в совхозе «Хатасский» под Якутском [Гаврилова, 1968] на полевных площадях тепловой поток в почву был в 1,5 раза больше, чем на лугу. Возрастание теплового потока в почву на влажных участках связано с большой теплопроводностью воды, равной 1. Так по измерениям на этих же площадках коэффициент теплопроводности на лугу оказался равным 0,437 ккал/(м·ч·град), на орошаемом поле 0,651 ккал/(м·ч·град) — разница в 1,5

Таблица 2.5

Характеристики метеорологических условий и месячные суммы тепла в напочвенном покрове и грунте. Нерюктейцы (Центральная Якутия), 1965—1967 гг.

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сезон промерзания	Сезон протаивания	Год
$t_в$, °С	—40,2	—38,2	—22,8	—6,6	6,2	15,3	17,2	14,8	6,0	—6,8	—29,6	—41,6	—26,6	11,9	—10,5
$t_п$, °С	—37,7	—33,5	—28,6	—6,6	9,0	16,4	18,3	15,7	5,5	—7,2	—28,6	—36,4	—25,5	13,0	—9,5
$h_{сн}$, см	26	28	31	22						5	19	24	22		
$t_{пгр}$, °С	—25,6	—26,4	—20,3	—9,4	9,0	16,4	18,3	15,7	6,5	—4,6	—16,6	—23,4	—18,0	13,0	—5,1
$t_{5,5\ м}$, °С	—2,4	—3,4	—4,5	—5,4	—5,3	—4,7	—3,5	—2,3	—1,9	—1,5	—1,1	—1,1	—2,8	—3,5	—3,1
B, кал/см²	—544	—384	—280	—187	860	1392	925	402	84	—645	—737	—816	—3593	3663	70
$B_{сн}$, кал/см²	1	10	20	18						—1	—12	—4	32		32
$B_{пгр}$, кал/см²	—545	—394	—300	—205	860	1392	925	402	84	—644	—725	—812	—3625	3663	38
B_{0-10}, кал/см²	—9	9	31	54	51	45	15	—44	—46	—64	—34	—8	—21	21	0
$B_{тм}$, кал/см²	—536	—403	—331	—259	809	1347	910	446	130	—580	—691	—804	—3604	3642	38
$b_т$, кал/см²	0	0	0	0	96	258	113	—163	—256	—48	0	0	—48	48	0
$b_ф$, кал/см²	0	0	0	0	457	608	401	247	13	—1726	0	0	—1726	1726	0
$b_м$, кал/см²	—545	—394	—300	—205	307	526	411	318	327	1130	—725	—812	—1851	1889	38

раза. Влажность почвы за сезон составила: на лугу 20%, на орошаемом участке 25—30%.

Поскольку данных по радиационному режиму больше, чем по тепловому потоку в почву, можно воспользоваться выявленными соотношениями для подсчета последних. Радиационный баланс на территориях СССР и МНР измеряется регулярно на всех актинометрических станциях системы гидрометеослужбы. Тепловой же поток в почву непосредственно определяется лишь при эпизодических экспедиционных или других специальных исследованиях. Как уже упоминалось, соотношения B/R более устойчивы для теплого времени года. Определив сумму теплового потока в почву для сезона протаивания, можно определить его и для сезона промерзания.

Как уже говорилось, в холодное время года (в широком понимании) приток тепла из почвогрунтов является существенной приходной статьей теплового баланса земной поверхности. В абсолютном выражении за сезон промерзания тепловой поток в почву наибольший в арктических районах: —3, —3,5 ккал/см², или 55—60% от общей суммы приходных составляющих. На севере Западной Сибири значения этого потока около 2,5 ккал/см² (около 40% прихода). В Центральной Якутии и сопредельных регионах Средней Сибири тепловой поток из почвы за сезон промерзания колеблется от —2 до —3 ккал/см² и составляет около 75% прихода тепла. В районах Южного Прибайкалья и Южной Монголии этот поток немногим менее 3 ккал/см². Наименьшие значения — в области небольшого сезонного промерзания на западе ЕТС: —1, —1,5 ккал/см², или около 30—35% от общей суммы приходных статей теплового баланса.

Как уже рассматривалось в первой части раздела, поступающее через земную поверхность тепло претерпевает дальнейшее перераспределение (см. формулы (2.12), (2.13) и др.).

В табл. 2.5 показан пример распределения тепла в годичном цикле в системе земная поверхность — почвогрунт по нашим наблюдениям в местности Нерюктейцы в правобережной части долины р. Лены в Центральной Якутии. Тепловой поток через поверхность почвогрунта ($B_{пгр}$) найден ежедневными измерениями (6 раз в сутки) по тепломеру ЛТИХП, заложенному на глубину 10 см, с поправками на изменение теплосодержания в слое 0—10 см (B_{0-10}). Тепло, аккумулированное снежным покровом ($B_{сн}$), рассчитано по измерению теплосодержания его, установленному путем ежедневных замеров температуры, высоты и плотности снега. Общий тепловой поток через земную поверхность (B) в холодное время года (в данном случае поверхность снега) определяется суммированием потоков $B_{пгр}$ и $B_{сн}$. Тепловой поток через земную поверхность для теплого времени года (поверхность травы) приравнивался к тепловому потоку через поверхность грунта. Как уже упоминалось, по многим исследованиям, влияние травяного покрова на общую сумму теплового потока невелико. Тем более это можно принять для условий Центральной Якутии, где трава относительно низка и редка.

Как можно заметить из табл. 2.5, поправка на заложение тепломера ниже поверхности грунта имеет годовой ход. Наибольшие значения приходятся на начало и конец теплого и холодного периодов. Однако по абсолютным величинам поправки эти относительно малы. Следовательно, при отсутствии подробных наблюдений за температурой и влажностью грунта в надтепломерном слое малой толщины в климатологических целях, когда рассматриваются значения, округленные до килокалорий на квадратный сантиметр, вполне можно пользоваться показаниями тепломеров без соответствующих поправок на глубину заложения. Ощутимые расхождения (в пределах 0,1 ккал/см² в месяц) могут быть только в переходные периоды. В годовом выводе поправка равна 0.

Тепло, аккумулированное снежным покровом, изменяется в течение сезона. В первую половину зимы снег отдает тепло, во вторую — поглощает. В годовом выводе величина тепла, накопленного снежным покровом, оказывается положительной. Дело в том, что в начале зимы в условиях Центральной Якутии снег выпадает уже при установившихся отрицательных температурах воздуха. Так, в Нерюктейцах в рассматриваемые годы сезон промерзания

начинался обычно в первых числах октября, а снежный покров появлялся примерно в середине октября при температурах воздуха −6, −8°С. Весенний же расчет изменения теплосодержания в снежном покрове производился до температуры 0°С. Кроме того, следует учесть, что масса снега на земле в сезонном ходе изменяется несимметрично относительно середины зимы. Период похолодания совпадает по времени с относительно малой высотой снега с низкой плотностью (в Центральной Якутии — это 0,12—0,14 г/см³). Период же потепления приходится на относительно высокий снежный покров с большой плотностью (0,20—0,30 г/см³). Соответственно объемная теплоемкость снега в течение сезона изменяется от 0,06 до 0,15 кал/(см³ · град). Излишек накопленного тепла в снежном покрове расходуется на другие тепловые процессы.

По абсолютным значениям тепло, аккумулированное снежным покровом, невелико. Поправка за снежный покров при обобщении тепломерных наблюдений в климатологических целях, тем более, если нет регулярных измерений температуры в нем и плотности его, может и не учитываться. Малая в калорическом выражении потеря тепла снежным покровом оказывает тем не менее большой теплозащитный эффект. В первую половину зимы даже при сравнительно небольшом снежном покрове Центральной Якутии температура поверхности почвы под снегом оказывается в среднем выводе на 12—13° выше, чем на поверхности снега. По отдельным дням эти различия еще больше. В весеннее время снежный покров, несмотря на поглощение некоторого тепла, в общем препятствует прогреванию поверхности почвы под ним. Температура поверхности под снегом в апреле оказывается примерно на 3° ниже, чем на нем.

Теплоаккумуляция в верхнем слое почвогрунта начинается задолго до наступления теплого периода. Так, теплопоток в слое 0—10 см меняет свой знак уже в начале февраля, хотя весь мощный слой грунта в слое годовых колебаний температуры (до 10 м) еще продолжает терять тепло до конца апреля.

Со сходом снежного покрова в последних числах апреля тепловые потоки во всех слоях становятся положительными. В это время происходит перестройка всей структуры теплового баланса почвогрунта. Поступающее через земную поверхность тепло в сильной степени расходуется на протаивание сверху промерзшего за зиму грунта, т. е. на фазовые переходы лед — вода ($b_ф$). Часть тепла идет на прогревание в протаявшем слое ($b_т$) и часть — в мерзлом ($b_м$). Поскольку мощность мерзлого грунта до глубины затухания годовых амплитуд температуры (10 м) намного больше, чем слой протаивания (2 м), то $b_м$ в общем больше, чем $b_т$, хотя уровень границы протаивания (расхода $b_ф$) препятствует в некоторой степени проникновению тепла вниз.

Со второй половины лета верхние слои почвы уже начинают остывать. Так, в талом слое поток меняет свой знак уже в конце июля, хотя общая масса грунта продолжает поглощать тепло. В сентябре потеря тепла в верхних 2 м усиливается, протаивание грунтов прекращается, однако нижележащие мерзлые слои еще прогреваются.

С первых чисел октября начинается интенсивное промерзание сверху протаявших за лето грунтов. Талый в начале октября почвогрунт мощностью примерно 2 м полностью промерзает к концу октября, т. е. за месяц (протаивание шло в течение 5 месяцев). При этом выделяется большое количество тепла при переходе воды в лед ($b_ф$). Характерно, что промерзание грунтов в это время идет и снизу. Но в калорическом отношении промерзание снизу сравнительно невелико, составляет примерно 2% от промерзания сверху [Иванов, 1969], хотя и охватывает 1/3—1/2 протаявшего слоя. Некоторое количество тепла отдается в этот месяц в остатках талого прослоя при понижении температур в нем до 0°С. Выделяющееся при промерзании тепло идет в основном на прогревание нижележащих мерзлых грунтов и частично на теплоотдачу с поверхности.

С завершением процесса промерзания протаявшего за лето грунта начинается тепловой процесс по зимнему режиму. Большая потеря тепла с поверхности при отрицательном радиационном балансе захватывает все более глубокие слои грунта, и весь сравнительно мощный слой мерзлых пород в зоне годовых колебаний температуры (10 м) отдает тепло в течение последующих 6 месяцев (ноябрь — апрель).

В исследуемые годы тепловой поток через земную поверхность и почвогрунт в Нерюктейцах в годовом выводе оказался положительным. Это связано с особенностями метеорологических и влажностных режимов этой местности. Дело в том, что правобережная, низкая, долина р. Лены в отдельные годы попадает под весенние паводки. Так, весна 1965 г. была без наводнения, весна 1966 г.— с кратковременным наводнением (в течение 3 дней), весна 1967 г.— с более длительным (7 дней). После паводков (в конце мая) резко увеличивается влажность почвы и соответственно теплопоток в грунте в летнее время. Так, тепловой поток через земную поверхность в июле 1965 г. (сухой год) составлял 724 кал/см², а в июле 1966 г. (увлажненный год) 1185 кал/см², или в 1,6 раза больше, т. е. как после орошения. В июне 1966 г. (непосредственно после наводнения) тепловой поток в почву равнялся 1786 кал/см²,— эта цифра довольно высока для Центральной Якутии. К осени влажности на заливаемых и незаливаемых участках обычно выравниваются. Так, потоки тепла в сентябре сухого и увлажненного годов и в последующие месяцы были уже одинаковы.

Избыток пришедшего за лето тепла пошел на нагревание постоянно мерзлых пород. Это было видно и по их температурам. Так, температура горных пород в Нерюктейцах в слое до 5,5 м (максимальная глубина измерения на этом стационаре) в зиму 1966/67 г. была намного выше, чем в зиму 1965/66 г.

Полученные закономерности в структуре теплового баланса земная поверхность — почвогрунт для Нерюктейцев подтверждаются и другими нашими наблюдениями в Центральной Якутии. В табл. 2.6 представлены количественные и относительные данные теплооборотов в почвогрунтах в теплое время года как по Центральной Якутии, так и для сравнения по другим областям. Как уже было показано, для теплых сезонов характерны наиболее сложные структуры теплового баланса в этой системе. Для холодного времени года, кроме первого месяца промерзания, соотношения составляющих теплового баланса в почвогрунтах в области вечной мерзлоты просты, а именно: $B = b_м$, т. е. почти все тепло, выделяемое в процессе изменения теплосодержания

Таблица 2.6

Месячные суммы тепла в почвогрунтах в теплое время года (кал/см²) и их соотношения (%)

Поток	кал/см²						%					
	V	VI	VII	VIII	IX	сезон	V	VI	VII	VIII	IX	сезон
Москва (Метеорологическая обсерватория МГУ). Травяной покров, грунты глинистые. Средняя влажность грунта в течение сезона 21—26%. Полное оттаивание. 1955—1957 гг. [Аверкиев, 1960]												
B	486	654	383	176	—246	1453	+100	+100	+100	+100	+100	+100
$b_т$	486	654	383	176	—246	1453	—100	—100	—100	—100	—100	—100
$b_ф$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$b_м$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Алдерма (арктическое побережье ЕТС). Оголенная площадка, песок. Средняя влажность за сезон 25%. Максимальное протаивание к концу сезона 170 см. 1954 г. [Бакалов и др., 1959]												
B	—	490	1280	170	70	—	—	+100	+100	+46	+37	—
$b_т$	—	170	380	—180	—120	—	—	—35	—30	+52	+63	—
$b_ф$	—	320	900	350	190	—	—	—65	—70	—100	—100	—
$b_м$	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—
Тюнгюлю (Лено-Амгинское междуречье в Центральной Якутии). Злаково-разнотравный луг, супесь. Средняя влажность в течение сезона 5—20%. Максимальное протаивание 180 см. 1963 г. [Гаврилова, 1967а]												
B	840	1053	812	361	—69	2997	+100	+100	+100	+83	—37	+ 00
$b_т$	85	245	166	—73	—188	235	—10	—23	—20	+17	+100	—8
$b_ф$	460	493	450	316	62	1781	—55	—47	—56	—73	—33	—59
$b_м$	295	315	196	118	57	981	—35	—30	—24	—27	—30	—33
Нерюктейцы (правобережье долины Лены в Центральной Якутии). Разнотравно-тонконогово-осочная степь, супесь, песок. Средняя влажность за сезон в слое 0—20 см 35%, ниже — 23%. Максимальное протаивание 180 см. 1965—1967 гг. [Гаврилова, 1973]												
B	860	1392	925	402	84	3663	+100	+100	+100	+71	+75	+100
$b_т$	96	258	113	—163	—256	48	—11	—18	—12	+29	+25	—1
$b_ф$	457	608	401	247	13	1726	—53	—44	—44	—44	—4	—47
$b_м$	307	526	411	318	327	1889	—36	—38	—44	—56	—96	—52
Хатассы (левобережье долины Лены в Центральной Якутии). Остепненный луг, суглинок. Средняя влажность за сезон 22%. Максимальное протаивание 150 см. 1964 г. [Гаврилова, 1968].												
B	—	—	625	356	—	—	—	—	+100	+85	—	—
$b_т$	—	—	120	—63	—	—	—	—	—19	+15	—	—
$b_ф$	—	—	360	129	—	—	—	—	—58	—31	—	—
$b_м$	—	—	145	290	—	—	—	—	—23	—69	—	—
Хатассы (левобережье долины Лены в Центральной Якутии). Орошаемое капустное поле, суглинок. Средняя влажность за сезон 28%. Максимальное протаивание 160 см. 1964 г. [Гаврилова, 1968]												
B	—	—	937	714	—	—	—	—	+100	+99	—	—
$b_т$	—	—	177	—5	—	—	—	—	—19	+1	—	—
$b_ф$	—	—	659	274	—	—	—	—	—70	—38	—	—
$b_м$	—	—	101	445	—	—	—	—	—11	—62	—	—
Чульман (Алданское нагорье в Юго-Восточной Якутии). Естественный покров, суглинок с примесью песка, глины, гравия. Максимальное протаивание 4,5 м. 1954—1963 гг. [Несмелова и др., 1967].												
B	2226	2035	869	318	(—396)	5052	+100	+100	+100	+100	—100	+100
$b_т+b_м$	426	635	469	68	—396	1202	—19	—31	—54	—21	+100	—24
$b_ф$	1800	1400	400	250	0	3850	—81	—69	—46	—79	0	—76
Витим (Юго-Западная Якутия). Естественный покров, суглинок, песок с примесью гальки. Полное оттаивание. 1954—1963 гг. [Несмелова и др., 1967]												
B	2100	1581	603	108	—546	3846	+100	+100	+100	+100	—100	+100
$b_т+b_м$	300	581	603	108	—446	1146	—14	—37	—100	—100	+82	—30
$b_ф$	1800	1000	0	0	—100	2700	—86	—63	0	0	+18	—70
Чара (Северное Забайкалье). Разнотравный несомкнутый покров с толокнянковыми куртинками, перевеянный песками, супесь и песок. Средняя влажность 8—10%. Полное оттаивание. 1964 г. [Гаврилова, 1967б]												
B	893	1134	1300	882	345	4554	+100	+100	+100	+100	+100	+100
$b_т$	223	431	1300	882	345	3181	—25	—38	—100	—100	—100	—70
$b_ф$	607	692	0	0	0	1299	—68	—61	0	0	0	—28
$b_м$	63	11	0	0	0	74	—7	—1	0	0	0	—2

в слое годовых амплитуд, передается через поверхность грунта и снег атмосфере.

Как видно из табл. 2.6, в теплый период года в Подмосковье все поступающее через земную поверхность тепло расходуется только на прогревание почвогрунтов, поскольку в это время грунты находятся в талом состоянии на всю толщину слоя годовых колебаний температуры (15 м). Полное оттаивание промерзших за зиму грунтов (около 40 см) в Подмосковье происходит в середине апреля, а промерзание начинается в конце октября — начале ноября.

На арктическом побережье ЕТС, где имеется вечная мерзлота, за лето успевает протаять лишь около 170 см грунта на обнаженных участках и около 80 см под естественным травяным покровом тундры (с льдистостью 40—45%). Грунты здесь поглощают большое количество тепла на фазовые переходы при протаивании. В первую половину лета более 2/3 тепла идет на протаивание и около 1/3 на прогревание в протаявшем слое. Во второй половине лета, когда верхний талый слой начинает отдавать тепло, все попадающее в грунты тепло идет на завершение протаивания.

К сожалению, в работе С. А. Бакалова и др. (1959) не рассчитаны помесячно затраты тепла на изменение теплосодержания в собственно мерзлых породах. Приводимые остаточные значения $b_м$, равные за сезон 0,52 ккал/см² для обнаженной площадки и 0,73 ккал/см² для естественной, представляются нам заниженными. Скорее, это разность в методических погрешностях расчета $b_т$ и $b_ф$, чем реальная величина $b_м$.

Более детальные послойные расчеты теплооборотов в грунтах в теплое время года в слое годовых колебаний температуры были сделаны нами для ряда экспериментальных площадок в условиях Восточной Сибири. В табл. 2.6 приводятся только месячные характеристики их; более подробные данные по декадам, отражающие изменчивость погодных условий в течение сезона, см. в работах автора [Гаврилова, 1966б, 1967а, б, 1968]. Как видно, в Центральной Якутии, например, где за лето протаивает от 1,5 до 2 м почвогрунта, более половины поступающего через земную поверхность тепла расходуется на сезонное протаивание, более трети — на прогревание мерзлой толщи до глубины 10 м и менее 10% — на прогревание в талом слое. В сезонном ходе наибольшее количество тепла на все процессы затрачивается в первую половину лета. Во второй же половине, как уже говорилось, верхний талый слой начинает уже отдавать тепло, затрата тепла на протаивание сокращается, и лишь мерзлая часть грунтов продолжает поглощать относительно большое количество энергии.

На увлажненных участках орошения (Хатассы) тепло фазовых переходов и общее количество поступающего тепла несколько выше, чем на соседних сухих участках луга. Максимальная глубина протаивания на орошаемых полях оказывается немногим больше, чем на естественных лугах.

В этой же таблице приведены расчетные значения потоков для южных районов Якутии (Чульман, Витим), выполненные Е. И. Несмеловой и др. (1967). К сожалению, авторы не сделали отдельных расчетов для талого и мерзлого слоев. Кроме того, как уже упоминалось, расчет затраты тепла на фазовые переходы представляется нам несколько завышенным. Здесь следует только обратить внимание на то, как по мере перехода от области сплошной мерзлоты (Центральная Якутия) через области прерывистой (Чульман) и островной (Витим, Чара) и далее к областям глубокого сезонного промерзания грунтов сокращается время затраты тепла на протаивание. Так, в Центральной Якутии период без затраты тепла на фазовые переходы летом фактически отсутствует. В Чульмане он составляет примерно месяц, в Витиме — 2, в Чаре — 3 месяца и т. д.

Сокращение затраты тепла на протаивание способствует высвобождению дополнительного тепла в грунтах, которое идет главным образом на прогревание талых пород. Так, по нашим подсчетам, на естественной открытой площадке в Чарской котловине в Северном Забайкалье на протаивание грунтов идет менее 1/3 поступающего в грунты тепла за сезон и более 2/3 — на прогревание талых пород. Большое количество тепла на фазовые переходы шло только в начале сезона, когда буквально за 2 месяца оттаял грунт мощностью 5 м. К концу июня грунты, слабо промерзшие за зиму, полностью оттаяли. Дальше (до октября) шло только прогревание и последующее охлаждение грунтов в пределах положительных температур.

Как нами установлено в экспериментальных наблюдениях, между тепловым потоком в почву и температурным режимом верхнего слоя горных пород существует довольно тесная количественная связь. На рис. 2.2 был представлен сезонный ход средних за пятидневку суточных сумм теплового потока в почву, радиационного баланса и приращения глубины протаивания грунтов в Центральной Якутии. Как видно, между всеми тремя элементами прослеживается в общих чертах хорошая зависимость, хотя и со смещениями (запаздывание). При этом связь протаивания с суммами теплового потока ближе по сравнению с радиационным балансом, что и естественно. Тепло, поступающее в почвогрунт, идет непосредственно на изменение термического режима в нем, в частности на протаивание, тогда как тепло радиационного баланса затрачивается еще и на испарение, и на турбулентный теплообмен с атмосферой, а до начала сезона протаивания и на таяние снега.

Еще более четкая связь между рассматриваемыми элементами (по сравнению с данными на отдельные дни) прослеживается по суммарным величинам теплонакопления за сезон (рис. 2.3).

Наша задача — показать общую зависимость термического режима горных пород, в частности глубины протаивания за теплый период, от теплового состояния на земной поверхности. Поэтому здесь мы не вдаемся в количественные эмпирические выражения. Следует только сказать, что коэффициенты связи имеют, по-видимому, сильный локальный характер, т. е. зависят от напочвенного покрова, состава грунтов, их влажности — льдистости, первоначального температурного состояния и т. д. Можно только заметить, что в количественной связи составляющих теплового баланса с глубиной протаивания, например, прослеживается зависимость от общих климатических условий региона, а именно: в северных районах на прогревание горных пород требуется больше тепла, чем в южных. Так, в Центральной Якутии (с ее интенсивным промерзанием) при протаивании 1 м грунта под лугом расходуется около

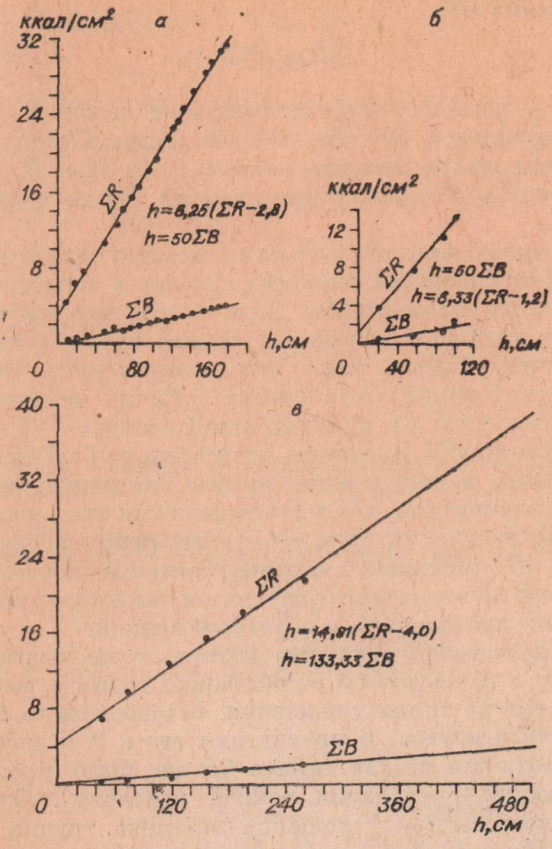

Рис. 2.3. Связь между суммами радиационного баланса и теплового потока в почвогрунт (ккал/см²) и глубиной сезонного протаивания (см.)

а — местность Тюнгюлю в Центральной Якутии, злаково-разнотравный луг несомкнутого покрова, грунты суглинисто-супесчаные; *б* — местность Тюнгюлю в Центральной Якутии, лиственничный лес, сомкнутость крон 0,5—0,6, моховой покров, старая хвоя, грунты суглинистые; *в* — Чарская котловина в Северном Забайкалье, разнотравный луг несомкнутого покрова, грунты супесчаные.

2 ккал/см² тепла, поступившего в почву, тогда как в Северном Забайкалье, где зимнее промерзание не столь сурово, на это достаточно тепла менее 1 ккал. То же имеет место и по отношению к теплу радиационного баланса.

В общем виде имеем:

$$h_{прот} = A_в \cdot \Sigma B_+, \qquad (2.19)$$

$$h_{прот} = A_R \cdot (\Sigma R_+ - R_{весен}), \qquad (2.20)$$

где A — численные коэффициенты для теплового потока в почву и радиационного баланса, зависящие от поверхностных и внутригрунтовых условий; $R_{весен}$ — значение радиационного баланса в весенний месяц, т. е. от момента перехода R через 0 до начала протаивания. Как уже было показано, радиационный баланс становится положительным задолго до начала протаивания; это тепло идет на таяние снега и испарение и перестройку термического поля в воздухе и почвогрунтах.

Как уже говорилось, между термическим режимом горных пород и тепловым потоком в почву существует более тесная, непосредственная связь, чем с другими элементами климата. Однако измерения теплового потока в почву единичны. Они осуществляются лишь при специальных экспериментальных исследованиях. Потому необходим переход от собственно теплового потока в почвогрунты к другим составляющим теплового баланса или к другим элементам климата. Следовательно, требуется уста-

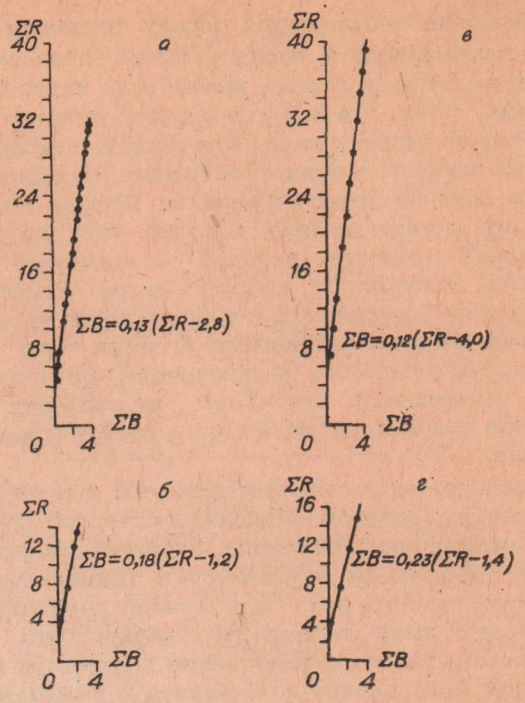

Рис. 2.4. Связь между суммами теплового потока в почвогрунт и радиационного баланса (ккал/см²) в период протаивания.

а — местность Тюнгюлю в Центральной Якутии, злаково-разнотравный луг несомкнутого покрова, грунты суглинисто-супесчаные; *б* — местность Тюнгюлю в Центральной Якутии, лиственничный лес, сомкнутость крон 0,5—0,6, моховой покров, старая хвоя, грунты суглинистые; *в* — Чарская котловина в Северном Забайкалье, разнотравный луг несомкнутого покрова, грунты супесчаные; *г* — Чарская котловина в Северном Забайкалье, лиственнично-сосновый лес, сомкнутость крон 0,3—0,4, старая хвоя, грунты песчаные.

новление опосредованной связи термического режима почвогрунтов с более массовыми показателями климата. Так, имеется большее число измерений такой составляющей теплового баланса земной поверхности, как радиационный баланс. Наблюдения над ним ведутся относительно длительное время на сети актинометрических станций системы гидрометеослужбы, особенно в СССР.

Как можно заметить из рис. 2.4, между суммами теплового потока в почву и радиационного баланса за сезон протаивания существует тесная связь. При этом отношения первого ко второму оказываются устойчивыми: для открытого пространства луга в среднем за лето 10—15%, на земной подстилке под пологом леса 20—25%.

Такая устойчивость в сезонных соотношениях подтверждается и наблюдениями других авторов в области вечной мерзлоты (см. табл. 2.4). Например, по исследованиям С. А. Бакалова, Б. А. Дерюгина и К. А. Сычева (1959) в окрестностях Амдермы, эти отношения оказались: 13% для тундровой поверхности и 14% для оголенного песка. По наблюдениям А. В. Павлова (1979) в различных регионах от севера ЕТС до Восточной Сибири, они составили в среднем от 9 до 14%. По измерениям П. П. Гаврильева (1967) на разных лесных участках севера Красноярского края, тепловой поток в почвогрунты через подстилку соответствовал 20—25% от величины радиационного баланса под пологом леса. И даже на каменистой поверхности высокогорья в Южном Верхоянье, по нашим наблюдениям, это отношение оказалось равным 15%. То же примерно получено нами и для территории Монгольской Народной Республики [Гаврилова, 1974].

Небольшие соотношения между тепловым потоком в почвогрунты и радиационным балансом земной поверхности в теплое время года связаны, по-видимому, с тем, что почвогрунт относительно инертен и может усвоить лишь определенное количество тепловой энергии в данной ситуации. Излишек этой энергии идет на другие процессы, прежде всего на испарение и прогревание воздуха. При малейших изменениях внешних условий в приземном слое (характер увлажнения, скорость ветра) изменяются прежде всего соотношения между этими двумя последними элементами. Иными словами, при уменьшении затраты тепла на испарение увеличивается тепло прогревания атмосферы, и наоборот. Тепловой же поток в почву остается сравнительно стабильным.

Тесная же связь теплового потока в почву с радиационным балансом объясняется тем, что при изменении приходо-расхода тепла лучистой энергии на земной поверхности изменяется и температура поверхности почвогрунта. Чем больше радиационный баланс, тем выше температура поверхности. Следствием этого является увеличение контрастов в температурах поверхности почвогрунта и нижележащих слоев. А это приводит к возрастанию теплового потока в почву вслед за возрастанием радиационного баланса, и наоборот. На границе протаивания, т. е. на уровне фазовых переходов, температура грунта, можно считать, постоянно равна 0°. Так как этот уровень медленно передвигается вниз, то в относительно небольшом слое талых грунтов всегда существуют высокие градиенты температуры, которые чутко реагируют на изменения тепловых условий на поверхности. Большие градиенты температуры в почвогрунтах в приповерхностном слое и обусловливают также то, что в областях вечной мерзлоты тепловой поток в почву оказывается примерно в 2 раза больше, чем в других.

Как уже говорилось, устойчивость отношения сумм теплового потока в почву через земную поверхность к суммам радиационного баланса может быть использована для расчета сезонного теплового потока (B) в теплое время года через актинометрические измерения (R):

$$\Sigma B = K\Sigma R, \qquad (2.21)$$

где K — региональный коэффициент связи B с R. В Центральной Якутии, например, для поверхности луга его можно принять равным 0,10. Зная B, можно оценить и глубину протаивания (h) по формуле (2.19).

К сожалению, мы не смогли вывести таких устойчивых соотношений тепловых потоков в почвогрунты для сезона промерзания. Дело в том, что наблюдения за тепловым потоком в зимнее время немногочисленны. Кроме того, при сравнительно малых значениях зимой этого потока (обычно меньше −1 ккал/(мес · см²)) и радиационного баланса (−1, −1,5 ккал/(мес·см²)) возможны относительно большие погрешности в определении связей как между этими двумя элементами, так и особенностями промерзания. Можно только сказать, что, если принять годовой поток (B) равным 0, тепловой поток в почвогрунт за сезон промерзания будет равен тепловому потоку за сезон протаивания с обратным знаком.

Недостаточно пока еще материала по тепловому потоку в почвогрунты в собственно годовом выводе. Хотя, идя по линии упрощения, метеорологи (а вслед за ними и другие) приравнивают его к 0, в действительности это не так (иначе бы не было процесса деградации — аградации вечной мерзлоты). Однако в количественном отношении это пока трудно оценить. По нашим и другим измерениям могут получаться и положительные, и отрицательные теплообороты в грунтах за год. Это может быть связано как с особенностями погодных условий конкретного года, так и с методическими погрешностями. По крайней мере годовые суммы тепловых потоков в почву (относительно малые значения) находятся еще, вероятно, в пределах точности измерения тепломеров. Только с усовершенствованием методики определения теплового потока в почвогрунты и накоплением длительных рядов наблюдений можно будет говорить хотя бы о тенденции эволюционного изменения теплового потока в мерзлые грунты во времени.

2.3. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СВЯЗИ КЛИМАТА И ПРОМЕРЗАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Наблюдения за радиационными составляющими, о которых говорилось выше, не так уж многочисленны (не говоря уже о других компонентах теплового баланса земной поверхности). Так, на территории СССР, наиболее оснащенной в этом плане, актинометрические наблюдения ведутся лишь на 4% метеорологической сети. Следовательно, возникает необходимость дальнейшего перехода в оценке связи термического режима почвогрунтов к более массовым материалам климатических показателей. Такими на современном уровне являются лишь наблюдения за общим метеорологическим режимом в приземном слое. Так, на всех метеорологических станциях как обязательная измеряется температура воздуха на высоте 2 м, на несколько меньшем числе станций — температура земной поверхности. На ограниченном количестве станций ведутся регулярные измерения температуры в почвогрунтах под естественным покровом до 3,2 м.

На примере метеорологических станций Якутии (наиболее суровый в мерзлотном отношении регион) мы попытались проследить температурный режим грунтов в соотношении с различными, доступными на данном этапе измерений, элементами климата (не вдаваясь в вывод эмпирических зависимостей). Были выбраны пункты, на которых ведутся наиболее комплексные наблюдения: общая метеорология, актинометрия, температура грунтов на глубинах. Это станции: Оленек, Верхоянск, Среднеколымск, Оймякон, Сунтар-Хаята, Якутск, Нерюктейцы. При установлении связи с температурой воздуха и поверхности привлечены и другие станции (без актинометрии): Кюсюр, Зырянка, Предпорожняя, Делянкир, Верхне-Вилюйск, Нюрба, Покровск, Ытык-Кель, Чурапча, Охотский перевоз, Амга, Олекминск, Ленск, Витим, Томмот, Чульман.

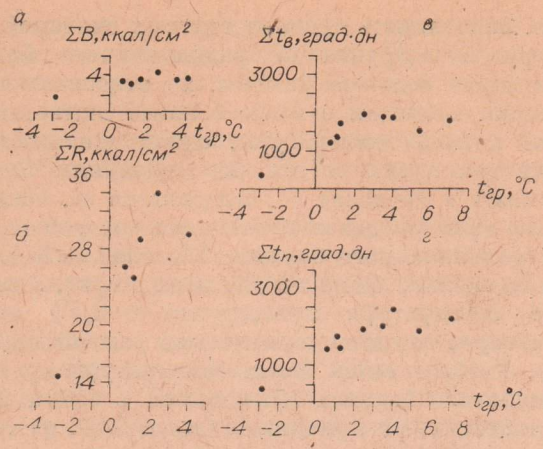

Рис. 2.5. Связь средней за период протаивания температуры грунта в слое 02—3,2 м в Якутии с различными элементами климата:

а — с суммой теплового потока в почвогрунт; *б* — с суммой радиационного баланса; *в* — с суммой температур воздуха; *г* — с суммой температур земной поверхности.

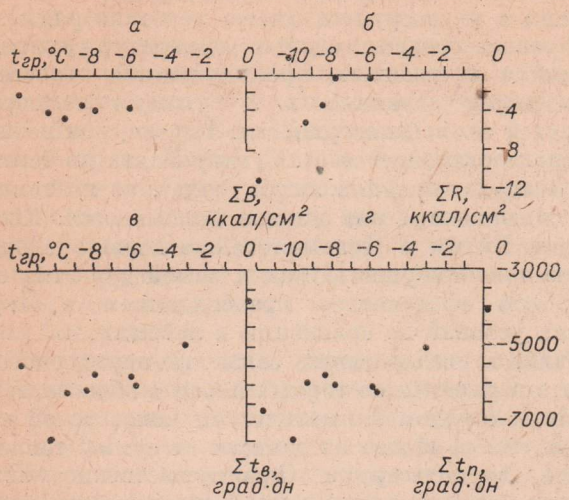

Рис. 2.6. Связь средней за период промерзания температуры грунта в слое 02—3,2 м в Якутии с различными элементами климата:

а — с суммой теплового потока в почвогрунт; *б* — с суммой радиационного баланса; *в* — с суммой температур воздуха; *г* — с суммой температур земной поверхности.

На рис. 2.5—2.7 представлены связи осредненной температуры в почвогрунтах для сезонов протаивания и промерзания и года с суммами теплового потока через земную поверхность (рассчитанными по R), радиационного баланса (фактические данные) и температур воздуха и земной поверхности для соответствующих периодов. Температура почвогрунта выведена как средняя в слое 0,20—3,20 м по месяцам (диапазон измерения вытяжными термометрами на метеостанциях) и в последующем осреднена за сезон, т. е. относится как бы к глубине 1,7 м. В осредненных значениях сглаживаются отдельные неточности в измерениях температуры ртутными термометрами.

Как видно из рис. 2.5, в период протаивания имеется четкая связь сезонной температуры грунта с суммой теплового потока в почвогрунт для всех станций. С несколько большим разбросом выявляется ее зависимость от радиационного баланса. Определенной оказывается связь и с суммой температуры воздуха, и особенно с суммой температуры земной поверхности. Последняя зависимость может была

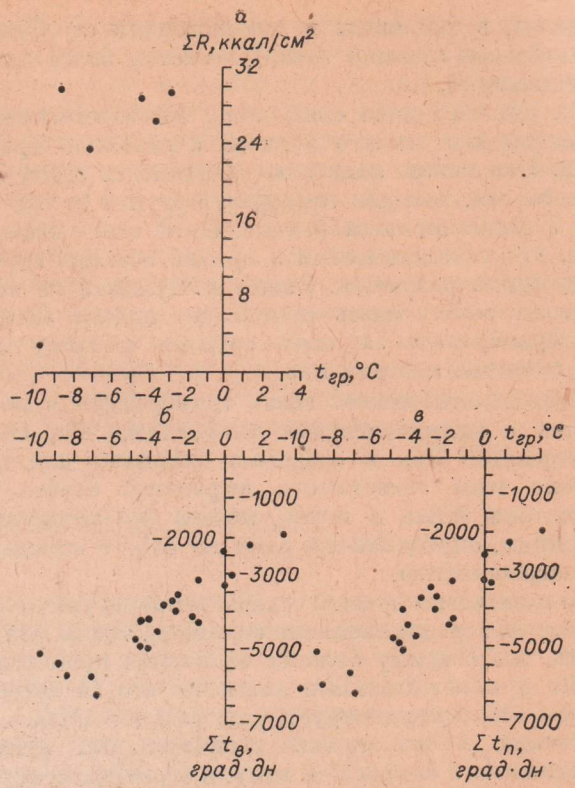

Рис. 2.7. Связь средней за год температуры грунта в слое 02—3,2 м в Якутии с различными элементами климата:

а — с суммой радиационного баланса; *б* — с суммой температур воздуха; *в* — с суммой температур земной поверхности.

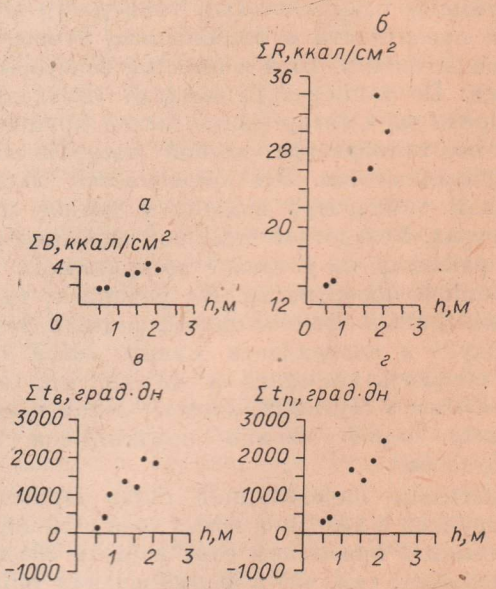

Рис. 2.8. Связь наибольшей сезонной глубины протаивания в Якутии с различными элементами климата:

а — с суммой теплового потока в почвогрунт; *б* — с суммой радиационного баланса; *в* — с суммой температур воздуха; *г* — с суммой температур земной поверхности.

бы и еще более четкой, но, к сожалению, температура земной поверхности на метеостанциях обрабатывается с точностью до 1°. В третьей и четвертой связи несколько выделяются самые южные станции (две нижние точки справа). Это пункты Витим и Чульман, находящиеся уже в области прерывистой и островной мерзлоты, т. е. высокотемпературных грунтов. Показания станций в области сплошной

мерзлоты, в том числе и высокогорной ст. Сунтар-Хаята (самая нижняя точка), ложатся более плотно и закономерно.

На рис. 2.8 дана связь этих же климатических элементов для теплого периода с глубиной протаивания. Как можно заметить, зависимость здесь даже более тесная, чем для температур грунта (в том числе и с радиационным балансом). И это — несмотря на то, что литологический и прочий составы грунтов на станциях различны. Витим и Чульман не включены, поскольку здесь происходит полное оттаивание промерзших за зиму грунтов к концу лета, а не сезонное протаивание.

Рис. 2.6 отображает связь температуры в почвогрунтах с климатическими элементами для сезона промерзания. Как и следовало ожидать, для этого времени года зависимости выражены слабее, так как потоки тепла в почву, малые по абсолютным значениям, определяются сами по себе с определенной погрешностью.

Относительно плохая связь температуры почвогрунтов и с радиационным балансом. Здесь следует учесть, что в сумму баланса за период промерзания входят и положительные значения его за весенние месяцы. Это компенсирует, как уже говорилось, относительно малые суммы отрицательных величин радиационного баланса за зиму, и в результате сумма его за сезон промерзания оказывается большей частью равной 0 или имеет небольшие отрицательные значения (за исключением высокогорной и самых северных станций).

Связь температуры грунтов за период промерзания с суммами отрицательных температур воздуха, и земной поверхности в особенности, лучше, чем с тепловыми потоками, хотя и имеется некоторый разброс точек. По температуре воздуха «выскакивает» высокогорная ст. Сунтар-Хаята (левая крайняя точка), но по температуре земной поверхности она вполне укладывается. Это объясняется большими контрастами температур воздуха и земной поверхности в горах. Вследствие активной адвекции воздух в таких регионах не успевает воспринимать температуру земной поверхности. На равнинах, где идет более замедленный процесс трансформации, температуры воздуха и поверхности между собой ближе. Следует обратить внимание и на то, что южные станции Витим и Чульман, которые летом несколько выделялись, зимой вполне подчиняются общей закономерности.

Относительно определенная связь термического режима грунтов в холодное время года с температурным режимом в приземном слое воздуха объясняется, по-видимому, тем, что в формировании теплового потока из почвогрунта в холодное время года участвуют с поверхности практически только два элемента — излучение и турбулентный теплообмен с атмосферой, которые зависят сугубо от температуры. В значение температуры входит и влияние циркуляционных факторов (степень континентальности климата), которые на территории Сибири особенно проявляются в зимнее время. Приход тепла солнечной радиации и затрата тепла на испарение в это время года равны 0 или незначительны.

И наконец, о годовых особенностях связи (см. рис. 2.7). Как уже говорилось, за неимением достоверных данных годовые суммы теплового потока в почву приравнивались 0, и здесь они не рассматриваются. Зависимость средних годовых значений температуры почвогрунта от радиационного баланса хотя и имеет большой разброс, но относительно закономерна: меньшим суммам баланса соответствуют и более низкие температуры, однако диапазон последних при одних и тех же значениях баланса может быть в пределах 3°. Выделяется ст. Оймякон (верхняя крайняя левая точка), для которой годовая сумма радиационного баланса (31 ккал/см^2) оказывается аномально большой для этих широт, а весьма низкая температура почвогрунта (−8,4°) вполне соответствует здешним термическим условиям полюса холода. Разброс точек связи температуры грунта и радиационного баланса объясняется с одной стороны, естественными причинами (тепло идет не только на прогревание — охлаждение грунтов, но и на другие тепловые процессы — испарение, турбулентный теплообмен с атмосферой, таяние снега и т. д.), с другой — методическими погрешностями. Так, ряды актинометрических и температурных наблюдений не всегда совпадали (на некоторых станциях измерения в почвогрунтах имеют короткие ряды).

В связях средних годовых температур грунта, так же как и в сезонных, прослеживается относительно хорошая зависимость с суммами температур воздуха и земной поверхности. Так же, как и зимой, несколько отклоняется ст. Сунтар-Хаята по температуре воздуха (крайняя левая точка), но по температуре поверхности она вполне вписывается. Южные станции Витим и Чульман также хорошо входят в общую закономерность (как и зимой для этих станций), что объясняется преобладанием в Якутии зимних условий по сравнению с летними.

Итак, в исследовании связи температурного режима в верхнем слое горных пород в области вечной мерзлоты с рядом климатических показателей выявляется, что наиболее он зависит от суммы теплового потока в почвогрунт (преимущественно летом), затем — от температуры земной поверхности, далее — от температуры воздуха и, наконец,— от радиационного баланса.

Таким образом, за неимением массовых достоверных данных по тепловому потоку через земную поверхность температурный режим в почвогрунтах при анализе массового материала макроклиматического плана можно увязать с температурой земной поверхности, затем с температурой воздуха и далее — с радиационным балансом. В идеале необходима увязка температурного режима грунтов не только с тепловым потоком в почвогрунт, но хотя бы с температурой поверхности почвы, т. е. под растительностью и снежным покровом. Но, к сожалению, таких показателей на сегодняшний день, можно сказать, не имеется.

На рис. 2.5—2.7 были рассмотрены связи осредненной температуры грунта только с четырьмя ведущими климатическими элементами для одного ограниченного региона. Однако, как было показано ранее, почти все элементы климата или по крайней мере многие из них в той или иной степени, прямо или косвенно, воздействуют на окончательное формирование температурного поля в верхнем слое грунтов.

В последующих главах книги и будут рассмотрены суммарные эффекты некоторых показателей современного климата (непосредственно влияющих или косвенных) как в годовом, так и сезонном выводах по всей области вечной мерзлоты на зем-

ном шаре, и в особенности по территории СССР (мерзлотно-климатические карты). При этом рассмотрение некоторых фоновых характеристик (отражательная способность земной поверхности, увлажнение и т. п.) необходимо для более полного понимания особенностей теплового баланса на земной поверхности.

К сожалению, в настоящее время еще нет массовых данных по температуре грунтов или сезонному промерзанию — протаиванию, в особенности по зарубежным регионам и частично по нашей стране. В результате на данном этапе мы вынуждены провести увязку климатических показателей в основном только с границами того или иного характера распространения многолетнемерзлых горных пород (сплошной, прерывистой, островной, спорадической). Типы криолитозон, можно считать, характеризуют потенциальные возможности влияния современного климата на верхние горизонты литосферы.

В настоящей работе мы не ставим задачу вывода климатических коэффициентов связи современного климата и вечной мерзлоты. Наша цель — попытка первичного обзора имеющегося огромного климатического материала, накопленного за многие годы сетью гидрометеорологических станций мира, применительно к мерзлотоведению. При желании в последующем эти данные могут быть использованы исследователями для вывода более строгих количественных связей климат — многолетнее промерзание горных пород в том или ином аспекте.

2.4. О ПОСТРОЕНИИ МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ КАРТ

Как уже говорилось, в последующих главах нами представлены серии мерзлотно-климатических карт, позволяющих проследить в количественном выражении увязку современных климатических условий с границами распространения сплошной, прерывистой, островной и спорадической мерзлоты.

Как было показано в главе 1, представления о распределении вечной мерзлоты на земном шаре и на отдельных континентах по мере накопления материала беспрерывно уточняются. В настоящей работе при определении границ того или иного типа мерзлоты мы постарались использовать новейшие данные (см. рис. 3.1).

В частности, границы мерзлоты на территории СССР проведены нами по уточненным (еще не опубликованным) рабочим картам ИМ СО АН СССР (1980 г.). Любезное разрешение автора-руководителя И. А. Некрасова имеется. Основные нововведения по сравнению с ранними публикациями этого же исследователя [Некрасов, 1970, 1971б] касаются районов Дальнего Востока, Предбайкалья и Тувинской депрессии. По данным последних исследований ИМ СО АН СССР [Шац, 1978, 1981; Некрасов, Климовский, 1978] установлено, например, что в районах Дальнего Востока между 52 и 54° с. ш. островная мерзлота сейчас прорисовывается только в горных массивах и отсутствует по долинам рек. Уточнились (в сторону уменьшения) площади островной мерзлоты и вдоль р. Ангары и верхнего течения р. Енисей.

В Западной Сибири же, наоборот, в процессе интенсивного освоения этих регионов в последние годы обнаружены новые массивы островной мерзлоты. В результате южная граница распространения многолетнемерзлых горных пород между Уралом и Обью проводится сейчас на 1,5—2° по широте южнее, чем до этого представлялось [Дубиков, 1978].

Границы вечной мерзлоты в зарубежной Азии и Европе изображены: на территории Монголии — по изданию «Геокриологические условия Монгольской Народной Республики» (1974), на остальных — по карте криолитозоны северного полушария Земли И. А. Некрасова (1971б), несколько уточненной нами в области островной мерзлоты (Исландия, Скандинавия, Пиренеи, Альпы, Кавказ, Тибет, Япония и др.).

Границы мерзлоты на континенте Северной Америки прослежены нами по последним материалам III Международной конференции по мерзлотоведению, которая состоялась в Канаде в 1978 г. [Third international conference..., 1978; Nicholson, 1978; и др.]. В частности, по сравнению с ранними публикациями [Permafrost map of Alaska, 1965; Permafrost in Canada, 1967; Некрасов, 1971а, б; и др.] произошли следующие изменения: границы сплошной мерзлоты на западе Аляски подняты несколько севернее, а на востоке Канады спущены несколько южнее, в соседней Гренландии подняты севернее; островная мерзлота в Аляске сейчас фиксируется южнее. Выделен массив островной мерзлоты в Передовом хребте в пределах Колорадо [Ives, 1973].

В южном полушарии, за неимением более новых данных, границы мерзлоты проведены по старой приближенной мировой карте И. Я. Баранова (1959б). Судя по климатическим и физико-географическим данным и исходя из масштаба карт, мы сочли возможным слить отдельные, изображенные И. Я. Барановым вершинные островки мерзлоты в пределах 15—30° ю. ш. в два несколько расширенных массива. Наличие вечной мерзлоты в Южной Америке подтверждается исследованиями последних лет [Corte, 1978; и др.].

Следует оговорить, что из-за ограниченной возможности отображения небольшие массивы мерзлоты в отдельных регионах (горы Южной Америки, гора Килиманджаро в Африке, гора Фудзияма в Японии, горы Кавказа, Пиреней, Альп и др.), оконтуренные на наших картах, не всегда соответствуют действительным площадям мерзлоты. Они захватывают большее пространство, чем это есть на самом деле, т. е. изображены условно.

Климатические карты земного шара (в годовом выводе) заимствованы нами из публикаций: Тепловой баланс Земли (1978), Агроклиматический атлас мира (1972). Дополнительная работа была сделана по расчету карты продолжительности сезона с температурами выше 0°С (по аналогии с картой продолжительности периода с температурами ниже 0°С «Агроклиматического атласа мира»).

К сожалению, ни в одном советском издании не оказалось карт средних годовых температур воздуха, не говоря уже о картах температур земной поверхности. Единственной публикацией в свое время для территории СССР, например, была карта

Е. С. Рубинштейн (1931), выполненная еще в конце 20-х годов, при этом температуры даны приведенными к уровню моря (их можно использовать только при сравнении для равнинных территорий).

Просмотр зарубежной литературы также показал, что в настоящее время не имеется мировой карты средних годовых температур воздуха. Лишь в последнее время ВМО ЮНЕСКО организован выпуск климатических атласов по континентам, в которых предусмотрена, по-видимому, и карта средних температур воздуха за год. Но сейчас из этой серии вышел лишь атлас для Европы [Climatic atlas..., 1970]. Для отдельных регионов, отраженных в новейшем многотомном климатологическом издании «Мировое обозрение климатологии» [World surve of climatology, 1969—1977], карты средних годовых температур воздуха приведены лишь для Новой Зеландии [Maunder, 1971], Мадагаскара [Griffiths, Ranaivoson, 1972] и Мексики [Mosino Aleman, Garcia, 1974]. Для территории Венгрии такая публикация имеется в «Атласе Венгрии» [Magyarorzag eghajlati atlasza, 1960]. Во многих же национальных и климатических атласах отображены только средние месячные температуры воздуха без годовых [Сохрина и др., 1959; Климатический атлас СССР, 1960; Агроклиматический атлас мира, 1972; Климатический атлас Африки, 1978; Атлас США, 1966; Атлас Латинской Америки, 1968; National atlas..., 1970; и др.]. Что касается территории Северной Америки, достаточно изученной в климатологическом отношении, карта-схема средней годовой температуры воздуха представлена лишь для Канады [Climatological atlas of Canada, 1953; Thompson, 1963; Brown, Péwé, 1973].

Однако карта средних годовых температур воздуха необходима для мерзлотоведения. Специалисты этого профиля широко используют такие данные, поскольку они характеризуют потенциальные термические условия местности в совокупном воздействии теплого и холодного сезонов. В связи с этим нами была просмотрена большая справочная литература [Средняя многолетняя температура..., 1970; Климатический справочник Западной Европы, 1979; Климатический справочник зарубежной Азии: ч. I—1974, ч. II—1974; Климатический справочник Австралии и Новой Зеландии, 1975; Климатический справочник Африки, 1968; Климатический справочник Южной Америки, 1975; Справочник по климату Антарктиды, 1977; и др.]. В результате нами была построена схематическая оригинальная карта средних годовых температур воздуха для мира (см. рис. 3.4).

На климатические карты нанесены границы вечной мерзлоты. Однако чтобы не давать чрезмерную нагрузку, на приводимых мировых картах проведены для общей ориентировки границы преимущественно сплошной и островной мерзлоты (без прерывистой). Более детальные карты (по сезонам, а не только для года) представлены нами для континентов Евразии и Северной Америки, т. е. для материков наибольшего развития вечной мерзлоты. Для территории Северной Америки использованы имевшиеся публикации климатических карт, на которые нами также нанесены границы мерзлоты. Для территории Евразии (преимущественно СССР) использовались материалы «Климатического атласа СССР» (1960) и были построены серии оригинальных сезонных и годовых мерзлотно-климатических карт, о которых будет сказано ниже.

При создании сезонных карт возникли различного рода методические вопросы, касающиеся выбора показателей, точности их, построения и др. Рассмотрим некоторые из них.

В настоящее время нет возможности характеризовать начало и конец промерзания и протаивания грунтов непосредственными массовыми наблюдениями за температурой поверхности почвы (верхнее граничное условие термического состояния почвогрунта). К сожалению, температура земной поверхности (летом — взрыхленная площадка, зимой — снег) измеряется еще грубо (ртутными термометрами, которые зачастую перегреваются на солнце). Температура же поверхности почвы (взрыхленной) фиксируется только летом, а зимой (под снегом) не измеряется.

Сейчас пока во многих случаях приходится больше прибегать к показаниям температуры воздуха, наблюдения над которой методически более разработаны, более надежны, более длительны и проводятся на большем числе станций. Правда, этот показатель несколько удален от непосредственного объекта наших исследований. Температура воздуха измеряется обычно на высоте 2 м преимущественно в СССР и социалистических странах или на высоте 1,5 м (4,5 футов) — в ряде капиталистических стран.

Тем не менее температура воздуха косвенно может свидетельствовать о тепловом состоянии местности, поскольку она сама формируется под влиянием земной поверхности. Только температура земной поверхности имеет более локальный характер, а температура воздуха вследствие большей подвижности является результатом теплообмена на более значительной площади.

В частности, мы предлагаем даты начала и конца промерзания — протаивания грунтов в макроклиматическом плане фиксировать датами устойчивого (не менее трех дней) перехода температуры воздуха через 0°. Таким образом, холодный и теплый периоды, или сезоны промерзания и протаивания почвогрунтов с поверхности, характеризуются переходом средней суточной температуры воздуха через 0° в начале зимы (в конце осени) и в конце зимы (начале весны), а также длительностью этих периодов. Кстати, эти данные обычно картируются [Климатический атлас СССР, 1960; Агроклиматический атлас мира, 1972; и др.], чем мы и воспользовались в последующих разделах.

Как показывают наши исследования [Гаврилова, 1966а, 1973а] и как говорилось об этом в разделе 2.2, расхождения в датах перехода средней суточной температуры поверхности почвы и воздуха через 0° находятся в пределах 1—5 дней, что не имеет существенного значения для последующего процесса промерзания — протаивания (см. табл. 2.3).

Однако многие суммарные климатические показатели, необходимые для характеристики сезонов промерзания и протаивания почвогрунтов, в климатологии не рассматриваются, поскольку обычно оперируют месячными данными. Иногда встречаются лишь показатели для вегетационного периода (суммы температуры воздуха, иногда и радиации), но они относятся ко времени с температурами выше 5, а то и 10° и не устраивают мерзлотоведов. Поэтому в настоящей работе нам пришлось самим составить целую серию карт, отображающих тепловое состояние воздуха или земной поверхности, преиму-

щественно для СССР, где наиболее полно представлен климатологический материал.

На всех картах для территории СССР приводятся границы сплошной, прерывистой, островной и спорадической мерзлоты по уточненным рабочим картам лаборатории общей геокриологии Института мерзлотоведения СО АН СССР (руководитель И. А. Некрасов).

Территории МНР и Западной Европы нами не картировались (хотя некоторый материал и имелся), поскольку мерзлота здесь находится преимущественно в горах и мало исследована (некоторые данные приводятся в таблицах). Для СевернойАмерики были использованы материалы, опубликованные в разных изданиях (см. в подписях к картам).

С использованием ЭВМ (оператор Н. М. Давыдова) подсчитаны суммы тепловых потоков земной поверхности (суммарная радиация, поглощенная радиация, радиационный баланс, температура поверхности и др.) от дат начала промерзания до дат конца промерзания, т. е. для полного периода промерзания (то же и для сезона протаивания). В частности, для подсчета радиационных характеристик были использованы материалы фактических наблюдений актинометрических станций («Справочник по климату СССР». Ч.1. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1967), а также расчетные данные [Гаврилова, 1963; Гаврилова, Матейкович, 1973]. Таких пунктов на территории СССР в области вечной мерзлоты и сопредельных районах оказалось около 250, из них почти половина с фактическими данными. К сожалению, мы не смогли воспользоваться зарубежными материалами [Солнечная радиация..., 1970; Гаврилова, 1963; и др.], кроме материалов по МНР, главным образом из-за того, что у нас не имелось данных по датам начала и конца сезонов для отдельных пунктов.

Проведем оценку расчетных значений составляющих радиационного баланса. Расчет всех потоков радиации для регионов севернее 60° с. ш. был произведен нами в 1963 г. при исследовании радиационного климата Арктики. Позднее, в 1973 г., нами были проведены более детальные (методически обоснованные на большем фактическом материале) расчеты суммарной радиации для территории Якутской АССР (до 55° с. ш.), занимающей почти 1/3 области вечной мерзлоты в СССР. Расчеты делались с использованием облачных коэффициентов для каждого месяца и отдельных регионов (при расчетах ГГО — «Атлас теплового баланса земного шара» 1963 г. и др. — обычно используются средние широтные коэффициенты, выведенные в среднем за год).

Как показывают сравнения, расчеты суммарной радиации дают совершенно удовлетворительные результаты. Так, по расчетам 1963 г. средняя ошибка в определении сумм суммарной радиации в период протаивания составила в среднем ±3,0 ккал / см², что составляет примерно 7% от фактической величины за сезон; в период промерзания ±2,0 ккал / см², или 7,5%; за год ±3,5 ккал, или 4,5%. Расчеты 1973 г. внесли лишь небольшие уточнения: на 1,5% для сезона протаивания (относительное отклонение 5,5%) и на 3,5% для сезона промерзания (отклонение 4%); ошибка годовой величины осталась неизменной — 4,5%. Допустимая ошибка по методике ГГО — 10% для месячных величин и 5% для годовых, что соответствует, с одной стороны, точности измерения этого элемента, с другой — изменчивости его от года к году.

Расчет значений поглощенной радиации, несмотря на приблизительную оценку альбедо, также оказался удовлетворительным. Среднее расхождение для периода протаивания составило ±3,0 ккал / см², или 9% от фактической величины за сезон; для периода промерзания ±1,5 ккал / см², или 17,5%; для года ±4,5 ккал / см², или 10%.

Хуже обстоит дело с точностью расчета эффективного излучения и радиационного баланса, которые и измеряются с большей погрешностью (до 25%), и более изменчивы. Кроме того, они имеют меньшие абсолютные значения по сравнению с коротковолновой радиацией, что приводит к большей относительной погрешности.

Так, расчет эффективного излучения для сезона протаивания был сравнительно удовлетворительным: средняя ошибка ±1,5 ккал/(сезон · см²), или 17,5% от «фактической» величины (на станциях эффективное излучение непосредственно не измеряется). Для сезона промерзания погрешности получились большими: расчетные значения оказались преувеличенными примерно на 8,5 ккал, что составило 83% по отношению к фактическим. Годовая расчетная величина эффективного излучения получилась из-за этого преувеличенной на 9 ккал, или на 38%.

Рассчитанные значения радиационного баланса для периода протаивания оказались удовлетворительными: среднее расхождение ±2,0 ккал / см², или 9,5% от фактических величин. Значения для холодного периода были преувеличенными примерно на 10 ккал, или в 9 раз больше фактических. За счет этого годовые значения оказались преуменьшенными в среднем на 12 ккал / см², или почти в 2 раза.

Большая погрешность в определении эффективного излучения и радиационного баланса по сравнению с коротковолновой радиацией связана с различиями в определении этих составляющих. При фактических наблюдениях измеряется величина радиационного баланса, а эффективное излучение находится как остаточный член уравнения радиационного баланса. При расчетах же, наоборот, определяется эффективное излучение, а радиационный баланс находится как остаточный член. Вполне понятно, что остаточный член всегда несет в себе большую погрешность, суммируя все ошибки как в измерениях, так и в расчетах остальных составляющих уравнения.

Примечательно, что даже и при этих условиях расчеты эффективного излучения и радиационного баланса для теплого периода года оказываются удовлетворительными. Наибольшие погрешности приходятся на зимние месяцы, что связано, вероятно, со сложностью расчета эффективного излучения для этого времени (инверсионное состояние атмосферы), а также, может быть, и со сложностью измерения радиационного баланса зимой на Севере (заиндевение балансомеров). Ошибки холодного периода отражаются в конечном итоге на годовых величинах.

При построении карт в последующих разделах нами были внесены соответствующие поправки к суммам эффективного излучения за сезон промерзания и за год, к суммам радиационного баланса за сезон промерзания и за год и к другим путем приведения к фактическим значениям по регионам, т. е. по пока-

заниям ближайшей актинометрической станции.

В 50—60-х годах в ААНИИ, ГГО и других исследовательских учреждениях проводилась проверка работы балансомеров. Было найдено, что вследствие неодинаковой селективности приборов разных годов выпуска могли получаться некорректные результаты [Андреева, 1961; Лебедева и др., 1965; и др.]. Кроме того, сам балансомер, имеющий незащищенную поверхность, очень чувствителен к внешним условиям. Было установлено, что прибор больше реагирует на приход коротковолновой радиации и в меньшей степени на длинноволновую радиацию. Последнее имеет особое значение при отсчетах в ночные, утренние и вечерние часы и в зимнее время года, особенно на Севере, т. е. когда отсутствует или мала коротковолновая радиация. В результате в 60-х годах были предложены поправки к показаниям балансомеров в 20% в сторону преуменьшения их [Пивоварова, 1966; Беркин, 1970], хотя исследования еще продолжались. В конце 70-х годов эта поправка была снижена до 8% [Тепловой баланс, 1978].

В настоящей работе мы не стали вводить поправок к показаниям радиационного баланса. Все приводимые в таблицах значения R взяты из официальных изданий (актинометрические справочники или отдельные опубликованные работы). По сравнительным опытам оказывается, что поправки к балансомерам могут колебаться от 2 до 40%, т. е. часть приборов может давать и удовлетворительные результаты. Сейчас трудно установить, на каких площадках были завышенные или корректные данные. Общий обзор имевшихся в нашем распоряжении материалов по радиационному балансу в соотношении с другими составляющими теплового баланса, в частности и с тепловым потоком в почву, свидетельствует об удовлетворительности их показаний в большинстве случаев. Несколько завышенными, как нам представляется, являются данные по станциям Якутск и Оймякон (о последней упоминалось выше). Однако доказательство этого требует специальных исследований.

Карты температуры воздуха и земной поверхности построены по материалам, опубликованным в «Справочниках по климату СССР» (ч. II. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1965—1966) по 14 регионам страны. Взяты станции с показаниями средней годовой температуры воздуха преимущественно отрицательных и малых положительных значений (ниже +3°). Таковых в области вечной мерзлоты и сопредельных районах около 2,5 тыс.

Как уже говорилось, за неимением данных по температуре поверхности почвы или земной поверхности приходится косвенно оперировать данными по температуре воздуха. Посмотрим, насколько это правомочно.

Сравнительный анализ показывает, что температура воздуха зимой в Сибири отличается от температуры поверхности примерно на 1—3° (выше), а летом — на 2—5° (ниже). В годовом выводе температуры воздуха и земной поверхности на большей части севера ЕТС, Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока примерно одинаковы. Имеется лишь тенденция некоторого возрастания разницы до 1° (поверхность теплее) к югу Сибири (примерно с 56° с. ш) и в большей степени в горах.

По материалам исследований в Монгольской Народной Республике [Гаврилова, 1974], средняя годовая температура воздуха отличается от средней годовой температуры земной поверхности примерно на 1—2° (в сторону превышения последней). Летом МНР земная поверхность оказывается теплее воздуха на 4—5°, а зимой холоднее на 1—3°.

Температура земной поверхности в климатических справочниках обычно дается в целых единицах (считается, что этот элемент измеряется приближенно). Поэтому и значения температуры воздуха приведены нами в целых единицах. Однако это не дает грубой ошибки в разницах. Так, по справочникам Мурманской области и Приморского края значения температуры земной поверхности даны с точностью до десятых. При этом разницы значений температур поверхности и воздуха оказались близкими вышеприведенным. Например, по средним годовым разностям имеем (Мурманская область): Ловозеро 0,0°; Хибины, опытная станция, +0,1°; Ена −0,2°; Апатиты, индустрия, +0,5°; Краснощелье +0,2° и т. д., т. е. округленно — около 0°.

Таким образом, температура воздуха вполне может быть использована для общей макроклиматической характеристики образования и сохранения многолетнего промерзания горных пород в отдельных регионах (главным образом в северных и равнинных).

На климатических картах обычно отображают максимальную мощность снежного покрова. Эта величина, может быть, необходима для гидрологических, сельскохозяйственных и других целей, поскольку она ориентирует на возможный запас воды в снеге и т. д. Однако наибольшая высота снежного покрова за зиму не является показательной для промерзания (может быть один раз за сезон и т. д.). Для характеристики промерзания грунтов большее значение имеет снежный покров не в конце зимы, а скорее, в начале, так как он определяет интенсивность процесса промерзания. При меньшем снежном покрове или запаздывании его установления промерзание горных пород более интенсивное, и наоборот. В последующем зависимость промерзания от высоты снежного покрова несколько стабилизируется.

Не имея возможности характеризовать высоту снежного покрова по месяцам (трудоемкая работа), построим, для общего представления, карту хотя бы средней за зиму высоты снега. (Снежный покров в октябре, ноябре, декабре для Якутии и Северо-Востока страны представлен в работе А. Л. Арэ (1979)).

Высота снежного покрова на метеорологических станциях измеряется тремя методами: по стационарным рейкам близ площадки на открытом или защищенном участках и маршрутными измерениями на полигоне в поле. Преимущество первых двух способов — ежедневность и простота замеров, но на ограниченном участке (три точки). Преимущество третьего — измерение на большой площади по 100 точкам, но один раз в 10 дней, весной — в 5 дней.

Анализ данных показывает, что высота снежного покрова на защищенном от ветра участке обычно выше, чем на открытом. При этом чем больше снега и больше ветер, тем больше эта разница. Так, на Кольском полуострове высота снега на защищенном участке оказывается в 2—2,5 раза выше, чем на открытом, а на территории Якутии примерно в 1,2—1,3 раза.

В разделе 4.2 нами приведена карта средней за зиму высоты снежного покрова в поле. Выбор пос-

леднего типа измерений связан с тем, что, во-первых, снегомерных наблюдений оказалось больше (более тысячи станций в области вечной мерзлоты), чем по постоянным рейкам (примерно в 2 раза, чем на открытом участке, и в 4 раза, чем на защищенном), во-вторых, они лучше отражают естественные условия.

Соотношения между показаниями в поле и на открытом и защищенном местах близ станций зависят, по-видимому, как от высоты снега, так и от скорости ветра и рельефа. Так, средний коэффициент поле/открытый участок оказался следующим по побережью арктических морей (начиная с Архангельской области и кончая Чукоткой) 1,35; в гористых районах Южной Сибири и Дальнего Востока 1,40—1,75; в континентальных районах Западной Сибири 1,15—1,20; в континентальных районах Восточной Сибири 1,20—1,25.

Соотношения между показаниями высоты снега в поле и по рейке, установленной в защищенном месте, ближе, хотя и не всегда идентичны. Так, в приморских районах высота снега в поле оказывается несколько меньше, чем на защищенном участке (по-видимому, в поле имеет место ветровое уплотнение). Коэффициент поле/защищенный участок соответствует здесь в среднем 0,95—0,99. В центральной части Сибири показания в поле и на защищенном участке близки (средний коэффициент равен 1,00). В южных районах Сибири и Дальнего Востока высота снега в поле оказывается больше, чем на защищенном участке близ метеоплощадки. В последнем случае, может быть, сказывается влияние поселений в относительно теплых регионах (оседание и подтаивание загрязненного снега).

Для увязки внешних макроклиматических условий с мерзлотой в верхнем слое почвогрунтов были просмотрены показания почвенно-глубинных температурных наблюдений на метеорологической сети. Таких станций в области вечной мерзлоты и прилегающих регионах в СССР оказалось около 470, т. е. примерно 1/7 от общего их числа. К сожалению, и из этого небольшого количества станций подавляющая масса расположена южнее 60—65° с. ш., особенно в Западной и Восточной Сибири, т. е. вне области интенсивного развития многолетнемерзлых горных пород.

Стандартные глубины измерения температуры почвогрунтов на советских станциях —20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см. Но могут быть различные вариации. Так, на 19 станциях (из рассмотренных) наблюдения ведутся только до глубины 80 см, на 92— до глубины 160 см, на 300— до глубины 3,2 м и т. д. На некоторых станциях имеются наблюдения глубже: Иркутск —5 м, Чита —5, Якутск —13, Среднеколымск —6, Аркагала —6, Бухта Нагаева —10 (северный склон сопки с мерзлотой), Талдан —5, несколько станций на Сахалине —5 м (сейчас закрыты). Почвенно-глубинные установки обычно размещаются под естественным растительным покровом.

Кроме того, во многих пунктах (30—40% от общего числа метеостанций) ведутся измерения температуры почвы на глубинах 5, 10, 15 и 20 см по коленчатым термометрам Савинова. Но наблюдения эти ставятся лишь в теплое время года и на нарушенных (взрыхленных) площадках, и мы их не рассматриваем.

В МНР почвенно-глубинные наблюдения ведутся на 10 станциях (до глубины 3,2 м) по методике СССР.

Несмотря на относительно длинный ряд наблюдений по вытяжным (почвенно-глубинным) термометрам на метеостанциях, составить подробные карты температуры почвогрунтов на различных глубинах пока невозможно главным образом из-за разнообразия литологических условий, нарушающих плавность изменения температуры от района к району, осветить которые существующим числом станций, особенно в области вечной мерзлоты, пока трудно. В последующих разделах мы воспользуемся лишь готовыми картами температуры почвы, построенными В. Н. Димо (1972) для глубины 20 см, содержащими материал в наибольшем количестве. Некоторые данные по температуре почвогрунта на глубине до 3,2 м представлены в таблицах.

В таблицах нами приводятся также глубины сезонного промерзания и протаивания грунтов для некоторых пунктов по глубине проникновения температуры 0° в почву (дается в справочниках всех регионов). Однако эти данные можно использовать как ориентировочные. Дело в том, что температура 0°С еще не свидетельствует о фактическом промерзании грунтов, так как в зависимости от засоленности замерзание может происходить при более низких температурах. Поэтому обычно глубина проникновения температуры 0° оказывается больше, чем действительное промерзание. Последнее определялось бы более точно по цементации образцов почвы при бурении или вырубке монолитов, если бы не было методических и субъективных погрешностей.

На некоторых станциях глубина промерзания почвогрунтов определяется (с 1951 г.) по мерзлотомеру Данилина, т. е. по замерзанию воды в трубке. Эти данные также не соответствуют фактическому промерзанию. Как показывают наблюдения, они оказываются ближе к показаниям проникновения температуры 0°, хотя и несколько меньшими по глубине. Значения глубины промерзания грунтов по монолиту наименьшие во все месяцы. При этом разница глубин, определяемая различными методами, уменьшается от начала к концу зимы. В момент наибольшего промерзания различия минимальные. В среднем глубины промерзания, найденные по проникновению температуры 0°С, оказываются большими примерно в 2 раза, а по мерзлотомеру Данилина в 1,5 раза по сравнению с показаниями монолита. Но, к сожалению, наблюдения по монолиту ведутся на ограниченном числе станций, главным образом в более южной полосе, т. е. в области сезонного промерзания.

Различия в показаниях глубины промерзания по температуре, мерзлотомеру Данилина и монолиту связаны как с естественными физическими причинами (температура замерзания в зависимости от состава воды), так и с методическими погрешностями, связанными с тем, что наблюдения эти ведутся на различных участках (разница в рельефе, составе и влажности породы, высоте снежного покрова и т. д.). Почвенно-вытяжные термометры и мерзлотомер устанавливаются на метеорологической площадке, а почвенногрунтовые монолиты берутся вне площадки. Кроме того, определение нижней границы промерзания по монолиту требует большого опыта, тем более в начальной стадии, т. е. в слабопромерзших грунтах и особенно сухих. При бурении может произойти размораживание грунтов.

В последнее время мерзлотоведы склоняются больше к определению глубины промерзания по температурным замерам с некоторой поправкой. Установлено, что в процессе многолетнего промерзания—размерзания вода, находящаяся в верхнем слое почвогрунта, распресняется. И температура замерзания ее, если не 0°С, то близкая к ней (для большинства случаев в пределах —0,2—0,5°С). Окончательный момент замерзания может быть определен графически, когда кривая распределения температуры в слое протаивания — промерзания в диапазоне отрицательных температур выпрямляется (исчезает выпуклость, или первоначальное повышение, а затем понижение температуры с глубиной), т. е. некоторое время температура остается неизменной.

Сравнительная детальная оценка глубины протаивания в северных регионах различными методами (по разрезу или керну, криотекстурным анализом, температурными измерениями и т. д.) недавно проведена мерзлотоведом И. С. Васильевым (1979а). Им найдено, что в условиях Восточной Якутии, например, протаивание хорошо совпадает с ходом геоизотермы 0°С.

Из-за ограниченности объема издания в главе 4 будут приведены только оригинальные мерзлотно-климатические карты территории СССР, построенные автором. Об имеющихся в публикациях климатических показателях — при соответствующей ссылке — см. в других работах, главным образом в «Климатическом атласе СССР» (1960).

ГЛАВА 3

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Многолетнемерзлые горные породы охватывают почти половину территории нашей страны и четверть суши земного шара. Помимо СССР, многолетнее промерзание горных пород отмечается на севере Фенноскандии, в Альпах и Пиренеях, на севере и западе Монголии, в северо-западной части Китая, в Центральной Азии, на горе Фудзияма в Японии, на горе Килиманджаро в Африке, в северной половине материка Северной Америки, в горах и на южной оконечности материка Южной Америки, на крайних южных островах океанов южного полушария и в Антарктиде (рис. 3.1)*.

3.1. ТЕПЛОБАЛАНСОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КЛИМАТА И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА

Сравнительный анализ карт составляющих теплового баланса земной поверхности и карт области вечной мерзлоты показывает, что последние по расположению соответствуют в большинстве случаев наименьшим количественным значениям потоков тепловой энергии. Это связано на равнинах с высокими широтами, к которым приурочена криолитозона, т. е. с астрономическими причинами, главным образом понижением общего прихода тепла лучистой энергии к полюсам вследствие шарообразности Земли. К сожалению, в настоящее время мы не можем полностью проследить составляющие теплового баланса в области вечной мерзлоты в горах, так как карты таких показателей обычно строятся лишь для территорий, не превышающих 1000 м.

Годовая сумма суммарной солнечной радиации (рис. 3.2) в области наибольшего распространения вечной мерзлоты (севернее 50° с. ш. в восточной части Азии и Северной Америки) составляет от 60 ккал/см² на приатлантических и 70 ккал/см² на других (менее облачных) арктических островах и вдоль побережья северных морей до 80—100 ккал/см² в материковой части Азии и Северной Америки. Примерно такие же значения суммарной радиации отмечаются южнее 50° ю. ш., т. е. в южном полушарии (Антарктида, южная оконечность Южной Америки, Фолклендские острова, о. Кергелен и др.), где отмечается прерывистая мерзлота. Наибольшие значения годовой суммарной радиации на Земле — около 220 ккал/см² (Северная Африка). Таким образом, по приходу солнечной радиации области криолитозоны оказываются в наименее благоприятных условиях.

Но, с другой стороны, это еще не определяет наличия мерзлых пород, так как такие же значения суммарной радиации (80—100 ккал/см²) отмечаются, например, на большей части Европы в ее северной половине, а пониженные (70 ккал/см²) фиксируются на многих облачных океанических островах (Алеутские и др.) в северном полушарии, где вечной мерзлоты нет.

Распределение сумм суммарной радиации по месяцам показывает, что в области вечной мерзлоты зимой приход радиации является наименьшим на Земле. Так, в декабре — январе северные регионы северного полушария получают лишь 0—2 ккал/(мес · см²) тепла солнечной радиации. В июне — июле в южном полушарии (зима этой части Земли) поступает столько же радиации. В летние месяцы наиболее северные и южные регионы Земли получают примерно 12—16 ккал/(мес · см²) тепла радиации. Наибольшие месячные суммы суммарной радиации на земном шаре достигают 22 ккал/см².

С другой стороны, пониженные значения радиации характерны и для всех районов севернее и южнее 50° с. ш. и ю. ш. Так, в июле в более облачной Западной Европе значения суммарной радиации примерно на 1—2 ккал/см² даже меньше, чем в Сибири. Еще меньшие значения (6—8 ккал/(мес · см²) отмечаются на Алеутских и других островах.

* Рис. 3.1—3.6 даны вкладкой в конце книги.

В целях экономии объема книги мы не приводим карт распределения месячных величин климатических элементов, а ограничиваемся лишь общим словесным описанием наименьших (зимних) и наибольших (летних) значений. Такие карты можно посмотреть в соответствующих атласах [Агроклиматический атлас мира, 1972; Климатический атлас СССР, 1960; и др.]. В частности, составляющие теплового баланса опубликованы в «Атласе теплового баланса земного шара» (1963).

Радиационный баланс земной поверхности севернее 50° с. ш. является наименьшим на Земле (рис. 3.3). Значения его изменяются от 5—10 ккал/(год · см²) в Арктике до 30 ккал/(год · см²) близ южной границы мерзлоты. Значения годовых сумм радиационного баланса в южном полушарии южнее 50° ю. ш. изменяются от 40 до 5 ккал/см².

Пониженные значения радиационного баланса в полярных и приполярных районах Земли связаны как с наименьшим приходом тепла суммарной солнечной радиации, так и с большой потерей радиации в результате отражения ее от снежного покрова, залегающего в этих регионах. Как известно, отражательная способность (альбедо) снега — наибольшая на Земле (70—80% и выше).

Следует отметить, что, в отличие от суммарной радиации, намечается тенденция нарушения строго широтного распределения этой составляющей. Например, на 60° с. ш. в Европе значения радиационного баланса — около 30 ккал/(год · см²), а на Северо-Востоке СССР — около 20 ккал/см². В западной половине Канады на этой широте радиационный баланс — более 30 ккал/(год · см²), а в восточной — лишь 15—20 ккал/см².

Такое распределение годовых сумм радиационного баланса на этих двух материках связано с особенностями залегания снежного покрова. В восточных частях континентов, в связи с усилением суровости климата к востоку, снег лежит дольше, что способствует увеличению общей потери тепла радиации отражением.

В южном полушарии, вследствие большей океаничности климата, значения радиационного баланса имеют более четкий широтный характер.

В зимние месяцы из-за малого прихода тепла солнечной радиации и большой потери тепла (главным образом отражением) значения радиационного баланса наименьшие как в годовом, так и в пространственном распределении. Они большей частью отрицательные, т. е. расход тепла излучением и отражением оказывается больше, чем поступление тепла солнечной радиации. Так, в декабре-январе в северном полушарии севернее 50° с. ш. радиационный баланс составляет −1, −1,5 ккал/(мес · см²). Такие же значения радиационного баланса в июне — июле отмечаются и в южном полушарии южнее 50° ю. ш.

Летние значения радиационного баланса на арктических островах — около 2 ккал/(мес · см²), по Арктическому побережью — около 4 ккал, а в материковой части — примерно 6—8 ккал. Следует заметить, что летние значения радиационного баланса в материковой части области вечной мерзлоты не очень сильно отличаются от таковых вне области мерзлоты. Так, наибольшие значения радиационного баланса на материках Африки, Южной Америки, южной части Азии и Северной Америки также составляют 6—8 ккал/(мес · см²), в крайнем случае — около 10 ккал, т. е. почти равнозначны или с разницей лишь в 2 ккал по сравнению с более северными областями вечной мерзлоты.

По затратам тепла на испарение, что имеет значение для оценки степени увлажнения местности, области вечной мерзлоты, наряду с пустынными районами мира, наименее благоприятны (от менее 10 до 20 ккал/(год · см²)). Это соответствует испарению с поверхности почвы 100—300 мм воды. Такое положение связано, с одной стороны, с относительно малым количеством осадков, выпадающих в этих районах, а с другой — с относительно малыми тепловыми ресурсами этих регионов. В частности, в Западной Европе, где тепловые ресурсы в годовом выводе почти такие же, как и в Сибири, затрата тепла на испарение примерно на 5—10 ккал/см² выше. Это объясняется большим количеством выпадающих осадков здесь, а также более длительным периодом испарения. Зимой затрата тепла на испарение в холодных областях вечной мерзлоты практически равна 0, а летом соответствует значениям от 2 до 4 ккал/(мес · см²), или 50—70 мм воды за месяц. Таким образом, вечная мерзлота встречается как в избыточно увлажненных регионах (Арктика), так и в недостаточно увлажненных (Центральная Якутия и др.). Это зависит от соотношения возможного испарения и осадков.

По условиям затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой районы вечной мерзлоты и в северном и в южном полушарии оказываются наименее активными (менее 80 ккал/(год · см²)). Это объясняется как наименьшими тепловыми ресурсами этих регионов, так и преобладанием слабых ветров, связанных с малоинтенсивным развитием циклонической деятельности по мере удаления от океанов. Максимальная затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой на Земле достигает более 40 ккал/(год · см²) в пустынях Северной Африки. Вследствие меньшей затраты тепла на испарение и прогревание атмосферы в холодных регионах вечной мерзлоты высвобождается определенное количество энергии, которое идет на повышение теплооборота в грунтах.

Зимой затрата тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой в районах мерзлых пород оказывается отрицательной (примерно 1—1,5 ккал/(мес · см²), т. е. холодная земная поверхность получает тепло из атмосферы. Летом эти регионы отдают приблизительно 1—3 ккал/(мес · см²) тепла. Наибольшая затрата тепла на прогревание атмосферы на Земле летом оказывается около 6—8 ккал/(мес · см²) в Северной Африке и Аравии.

Таким образом, по всем видам тепловой энергии, как приходной, так и расходной, области вечной мерзлоты наименее благоприятны, или наиболее холодные на Земле. Это и «оправдывает» наличие многолетнемерзлотных горных пород в полярных и приполярных регионах и северного, и южного полушарий.

Однако современные количественные характеристики составляющих теплового баланса земной поверхности в пределах 50—60° с. ш. еще не являются определяющими для наличия вечной мерзлоты здесь. Так, по многим показателям районы Европы, Западной и Восточной Сибири на этих широтах оказываются примерно одинаковыми. Лишь в Евро-

пе имеется слабая тенденция усиления или ослабления отдельных составляющих в зависимости от облачности или увлажнения в приатлантической части. Это говорит о том, что помимо общего приходо-расхода тепла земной поверхности, связанного с широтой места, или астрономическими причинами, большая роль в формировании тепловых ресурсов конкретного региона в современных условиях принадлежит переносу воздушных масс океан — суша, или степени континентальности района, которая более четко сказывается не столько на составляющих теплового баланса, сколько на других показателях климата.

3.2. ТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КЛИМАТА И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА

В настоящее время не имеется надежных оценок теплового влияния циркуляционных факторов на климат. Косвенно о воздействии этого процесса можно судить по окончательному термическому (температурному) и влажностному (осадки) эффектам.

Любое температурное поле является в конечном итоге свидетельством истинного теплового состояния объекта. В частности, температура воздуха на большой территории — это результат воздействия как радиационных условий местности, так и привноса и уноса тепла в процессе циркуляции воздушных масс.

Циркуляционная же деятельность определяется контрастами термического состояния от участка к участку. Для материков, помимо переноса тепла экватор — полюс, наибольшее значение имеет термический контраст океан — суша, т. е. перенос воздушных масс с их тепловыми и влажностными свойствами. Зимой — это перенос масс с более холодных материков на более теплые океаны, а летом — с более холодных океанов на более теплые материки.

На этот перенос океан — суша накладывается постоянное вращательное движение Земли (против часовой стрелки, если смотреть с Северного полюса). В северном полушарии, например, усиливается западно-восточный перенос воздушных масс. В итоге на Евразийском континенте сильное влияние оказывает Атлантический океан, а на Североамериканском — Тихий.

Вот почему в умеренных широтах европейская территория материка оказывается наиболее теплой, облачной и влажной по сравнению с азиатской. Та же картина складывается и на материке Северной Америки. Однако большую коррективу здесь вносит цепь высокогорных хребтов североамериканских Кордильер, западные склоны которых перехватывают большую часть тепла и влаги, выносимой западно-восточным переносом с Тихого океана.

По мере перемещения с запада на восток в Евразии и Северной Америке влияние океанов ослабевает, или усиливается степень континентальности климата. Последняя выступает решающим фактором в формировании окончательных особенностей климата отдельных регионов. Исходя из вышеизложенного, становятся понятными закономерности распределения окончательных термических полей на материках.

Как уже говорилось, в настоящее время не имеется средней годовой климатической карты фактической температуры воздуха не только для мира, но даже и для наиболее климатически изученной территории СССР. Есть лишь небольшие схемы для Канады и Аляски [Thompson, 1966; Brown, Péwé, 1973]. Это, по-видимому, результат дискуссии начала 50-х годов в климатологии о том, что средние за год климатические характеристики (не только температуры) не показательны, так как в природе они не существуют. Но средние годовые данные температуры, например в мерзлотоведении, необходимы как показатели накопления или потери тепловых ресурсов в итоге года. В результаты нам пришлось самим построить такую карту (рис. 3.4).

Из рисунка видно, что изотерма средней годовой температуры воздуха 0°С (приближенный ориентир возможного, или потенциального, промерзания горных пород) в Западной Европе четко вырисовывается в Северной Скандинавии, Исландии, в Альпах и Пиренеях. При этом на самых высоких местах этих регионов метеорологические наблюдения, вероятно, не проводились. Самая низкая, зафиксированная наблюдениями средняя годовая температура в Западной Европе — 6,2° (ст. Зоннблик в австрийских Альпах, высота 3106 м). Но, по-видимому, местами здесь и более низкие температуры. Самая высокая средняя годовая температура воздуха в Западной Европе (порядка 19° и более) — на островах восточной части Средиземного моря.

С территории Северной Финляндии изотерма 0°С переходит в СССР по северному и южному побережьям Кольского полуострова. Затем она идет по северу ЕТС в юго-восточном направлении и спускается в Уральских горах примерно до 58° с. ш.

В Азии нулевая изотерма средней годовой температуры воздуха пересекает Западную Сибирь и уходит в горы Средней Азии. Далее эта изотерма оказывается за рубежом — на территории Монголии и Китая. Затем она возвращается в СССР в южной части Дальнего Востока и о. Сахалин и окаймляет восточное побережье Камчатки.

Второй очаг пониженных температур в Азии — горы Тибета и Гималаев. Но, к сожалению, в настоящее время число метеостанций здесь ограничено. Наиболее низкие наблюдавшиеся средние годовые температуры +4,2° (ст. Дуланьсы в Юго-Западном Китае, высота 2985 м) и +5,7° (ст. Джангдзе в Гималаях, недалеко от Лхасы, высота 3999 м). Эти станции — самые высокие точки метеонаблюдений. Однако, как известно, крайние вершины в Гималаях, например, доходят до 8882 м (гора Эверест, или Джомолунгма). Наверняка выше 4—5 тыс. м в этих регионах годовая температура отрицательна.

Самая низкая средняя годовая температура воздуха в Азии (—17,2°) зафиксирована в местности Делянкир в верховьях р. Индигирки в Якутии (высота 802 м). Самые «горячие точки» в Азии (около 29°) — в юго-западной части Аравийского полуострова в Южном Йемене.

Нулевая изотерма средней годовой температуры воздуха проходит через весь континент Северной Америки. Она идет с юго-запада Аляски через Бе-

реговые хребты североамериканских Кордильер и Скалистые горы и далее через равнинную Канаду до северной оконечности о. Ньюфаундленд.

Самые низкие годовые температуры (— 19,9°) отмечены в местности Юрика о. Элсмир в северной части Канадского архипелага (высота 2 м). Самая высокая температура в Северной Америке — по побережью Мексиканского залива (24—25°) и далее в Центральной Америке (выше 27°).

Если рассматривать в целом по северному полушарию, то оказывается, что наиболее низкие средние годовые температуры (— 18, — 20°) зафиксированы на крайних северных островах Канадского арктического архипелага и в Гренландии (— 30°). Затем — в горах Южного Верхоянья в Якутии (— 16, —17°). При этом в первом районе низкие средние годовые температуры складываются главным образом за счет прохладного лета, а во втором — за счет очень холодной зимы. Самые высокие годовые температуры отмечаются в пустынях Западной Африки (около + 30°) и по Африканскому и Аравийскому побережьям Аданского залива (+ 28, + 30°).

В горах Южной Америки отрицательные годовые температуры не отображены, но они вероятны на больших высотах, где наблюдения не организованы из-за труднодоступности районов.

По окраине материка Антарктиды отмечены средние годовые температуры в —11° С, а по Антарктическому полуострову от — 6 до — 3°С. Внутренние области материка сейчас пока закартировать невозможно. В отдельных пунктах средняя годовая температура воздуха доходит до — 20° и ниже.

Рассмотрим температуры воздуха самого холодного месяца в качестве показателя наибольшей потенциальной возможности промерзания горных пород. Как будет показано в следующем разделе, зимние условия макроклимата в области вечной мерзлоты являются более определяющими в особенностях распределения многолетнемерзлых пород. Самый холодный месяц в северном полушарии обычно январь (на континентах), а в прибрежной полосе морей — февраль. Наиболее холодный месяц в южном полушарии — июль (в удалении от моря), а близ моря — август.

Наиболее холодным зимой является Азиатский континент. Средняя месячная температура воздуха в районе Верхоянья и Среднесибирского плоскогорья ниже —40°. По южной границе мерзлоты, в том числе и в горах Тибета, температура воздуха в январе в среднем — 16, — 20°. В Северной Америке самые низкие температуры отмечаются на севере Канадского архипелага (около — 36°), а на севере материка они порядка — 34°, т. е. на 5—6° выше, чем в Якутии. У южной границы мерзлоты температура воздуха в январе около — 20°, что и в Азии.

В Скалистых горах Северной Америки, а также в горах Европы (Южная Скандинавия, Альпы, Пиренеи, Кавказ) средняя месячная температура наиболее холодного месяца в области вечной мерзлоты порядка — 8°, т. е. выше, чем на равнинах. Однако следует иметь в виду, что климатические условия в горах несколько иные, чем на равнинах. Суровость мерзлотных условий здесь создается не столько по зимним показателям, сколько по летним. Так, если средняя температура воздуха самого теплого месяца на равнинах Сибири и Канады в области вечной мерзлоты 16—18°, то в горах она лишь 6—8° и ниже.

На больших высотах в горах Южной Америки средняя температура воздуха самого холодного месяца около 0° и немного ниже. Но летние условия исключительно суровы. Средняя температура воздуха в самый теплый месяц только 2—4° и местами ниже 0°.

Таким образом, по современному климату области вечной мерзлоты на земном шаре хорошо привязываются к наиболее холодным в среднем годовом выводе термическим регионам. Последние находятся не только в северных районах, но и в южных. При этом местонахождения холодных регионов определяются не столько широтой места, сколько удаленностью от океанов и высотой места, т. е. степенью континентальности климата. На равнинах северных и умеренных широт в северном полушарии термически наиболее холодные регионы смещены на восточную часть материков. Это согласуется с особенностями циркуляционных условий атмосферы в этих регионах, связанных с западно-восточным переносом воздушных масс при существующем вращении Земли. На восточную часть материков смещены и наиболее суровые условия многолетнего промерзания горных пород.

На большей части территории вечной мерзлоты пониженные термические условия года определяются главным образом суровостью зимних показателей. Однако в южных широтах (в горах) более суровыми являются летние условия при относительной умеренности зимних.

Обзор мировых карт также показывает, что области распространения многолетнемерзлых горных пород хорошо увязываются с длительностью холодного периода на Земле, что соответствует продолжительности промерзания горных пород с поверхности (рис. 3.5). Так, областям сплошного развития мерзлых пород в Северной Америке и Азии соответствует длительность холодного периода от 300 до 240 дней, прерывистого — от 240 до 200 дней, островного — от 200 до 180 дней. Длительность холодного периода в горах южноамериканских Анд составляет от 180 до 240 дней, как и в области островной и прерывистой мерзлоты в северном полушарии. На равнинах южного полушария температура воздуха всегда положительная.

Длительности холодного периода примерно соответствует и число дней залегания снежного покрова — одного из важных климатических элементов зимы. Ежегодное наличие снежного покрова в северном полушарии характерно для регионов севернее 35° с. ш. К югу снежный покров появляется не каждый год или на слишком короткое время, а южнее 30° с. ш. он не образуется вообще. По мере удаления к северу продолжительность снежного покрова, естественно, увеличивается и приближается к длительности холодного периода.

Не менее важной характеристикой мерзлотных условий в верхнем слое горных пород является и теплый период, или сезон протаивания. Длительность этого времени (рис. 3.6) в области вечной мерзлоты, естественно, наименьшая. Так, на арктических островах она составляет менее двух месяцев, близ границы сплошной мерзлоты — менее 150 дней, островной — менее 180 дней. За пределами области сезонного промерзания горных пород продолжительность теплого периода 365 дней, или весь год температура выше 0°С.

Соотношения климатических условий холодного и теплого периодов года (при разных абсолютных показателях) имеют исключительное значение для появления, развития и сохранения многолетнего промерзания горных пород на Земле. Климатические показатели сезонов промерзания и протаивания грунтов на континентах северного полушария будут рассмотрены в следующей главе.

ГЛАВА 4

МАКРОКЛИМАТ СЕЗОНОВ И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА НА ЕВРАЗИЙСКОМ И СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОМ КОНТИНЕНТАХ

Термическое состояние горных пород в слое годовых колебаний температуры их определяется соотношением внешних тепловых условий на поверхности в теплый и холодный периоды года, абсолютными значениями метеорологических элементов в эти сезоны, а также длительностью каждого из периодов.

Как уже упоминалось, наиболее изученными в настоящее время как в геокриологическом, так и в климатическом аспектах являются территории Евразии (преимущественно СССР) и Северной Америки. Поэтому в настоящей главе рассматриваются более или менее подробно особенности климатических условий сезонов промерзания и протаивания и года для Евразийского и Североамериканского континентов.

4.1. МАКРОКЛИМАТ СЕЗОНА ПРОМЕРЗАНИЯ

Как показывают климатические карты СССР, в распределении дат начала и конца промерзания имеются определенные закономерности. Так, по мере передвижения с севера на юг в пределах, например, 80—120° в. д. имеем (фрагментарно см. на рис. 4.1 и 4.2) следующие даты начала промерзания: арктические острова Северной Земли — вторая декада августа, п-ов Таймыр — первая декада сентября, Среднесибирское плоскогорье — вторая декада сентября, равнинные территории юга Сибири — первая декада октября, горные регионы юга Сибири — вторая декада октября.

При этом даты начала промерзания изменяются не только в широтном плане, но и в долготном, т. е. по мере передвижения с запада на восток. Так, на широте 60° с. ш. в СССР промерзание начинается: в районе Ленинграда — только во второй декаде ноября, в юго-западной части Коми АССР — во второй декаде октября, в районе Уральских гор — в первой половине октября, в бассейне р. Оби — в начале второй декады октября, в бассейнах Енисея и Лены — в первой декаде октября, на возвышенных участках Южной Якутии и Магаданской области — в третьей декаде сентября. Линии равных дат на Европейской территории страны направлены в основном с северо-запада на юго-восток, т. е. имеет место смещение времени начала промерзания на более раннее по мере удаления от Атлантического океана.

Такие же закономерности в начале промерзания (смещение с северо-запада на юго-восток) обнаруживаются и в Монгольской Народной Республике [Гаврилова, 1974]. Так, в западных, северных и центральных районах Монголии начало промерзания относится к первой и второй декадам октября, а в южных и восточных — к третьей декаде октября.

Конец промерзания в СССР по мере передвижения с севера на юг в пределах 80—120° в. д. соответствует: арктические острова Северной Земли — первые числа июля, п-ов Таймыр — вторая — третья декады июля, северная половина Среднесибирского плоскогорья — первая — вторая декады июня, южная половина плоскогорья (бассейн Нижней Тунгуски) — вторая — третья декады мая, равнины юга Сибири — третья декада апреля, горы юга Сибири — май —июнь.

При движении с запада на восток даты конца промерзания распределяются по широте 60° с. ш. следующим образом: район Ленинграда — вторая декада апреля, юг Коми АССР — третья декада апреля, Уральские горы — конец апреля, бассейн Оби — конец второй декады апреля, бассейны Енисея и Лены — конец апреля — начало мая, возвышенные участки Южной Якутии и Магаданской области — вторая декада мая.

Как видно, с запада на восток даты конца промерзания смещаются на более поздние сроки, однако искажение широтного хода их весной выражено в меньшей степени, чем в начале зимы. Так, даты конца промерзания, или начала протаивания, растянуты по 60° с. ш. от западных до восточных границ страны в пределах месяца (со второй декады апреля по вторую декаду мая). Даты же начала промерзания осенью растянуты на два месяца (с середины сентября по середину ноября).

Конец промерзания в Монгольской Народной Республике: на крайнем юге — последняя декада марта, в других районах юга, на востоке и на наиболее низко расположенных станциях северной части страны — в первой декаде апреля, в остальных местах — во второй и начале третьей декады апреля.

На территории Северной Америки (Канада) рассматриваемые даты распределяются следующим образом. Начало промерзания (рис. 4.3) — первая декада сентября на островах Канадского архипелага, вторая декада сентября по северу материка, вторая — третья декады октября в южных районах вечной мерзлоты. Конец промерзания (рис. 4.4) — третья декада апреля в южных регионах, первая де-

Рис. 4.1. Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С в период падения температуры. Начало промерзания (конец протаивания) [Климатический атлас СССР, 1960].

Границы криолитозон здесь и на следующих рисунках: *1* — сплошной, *2* — прерывистой, *3* — островной, *4* — спорадической

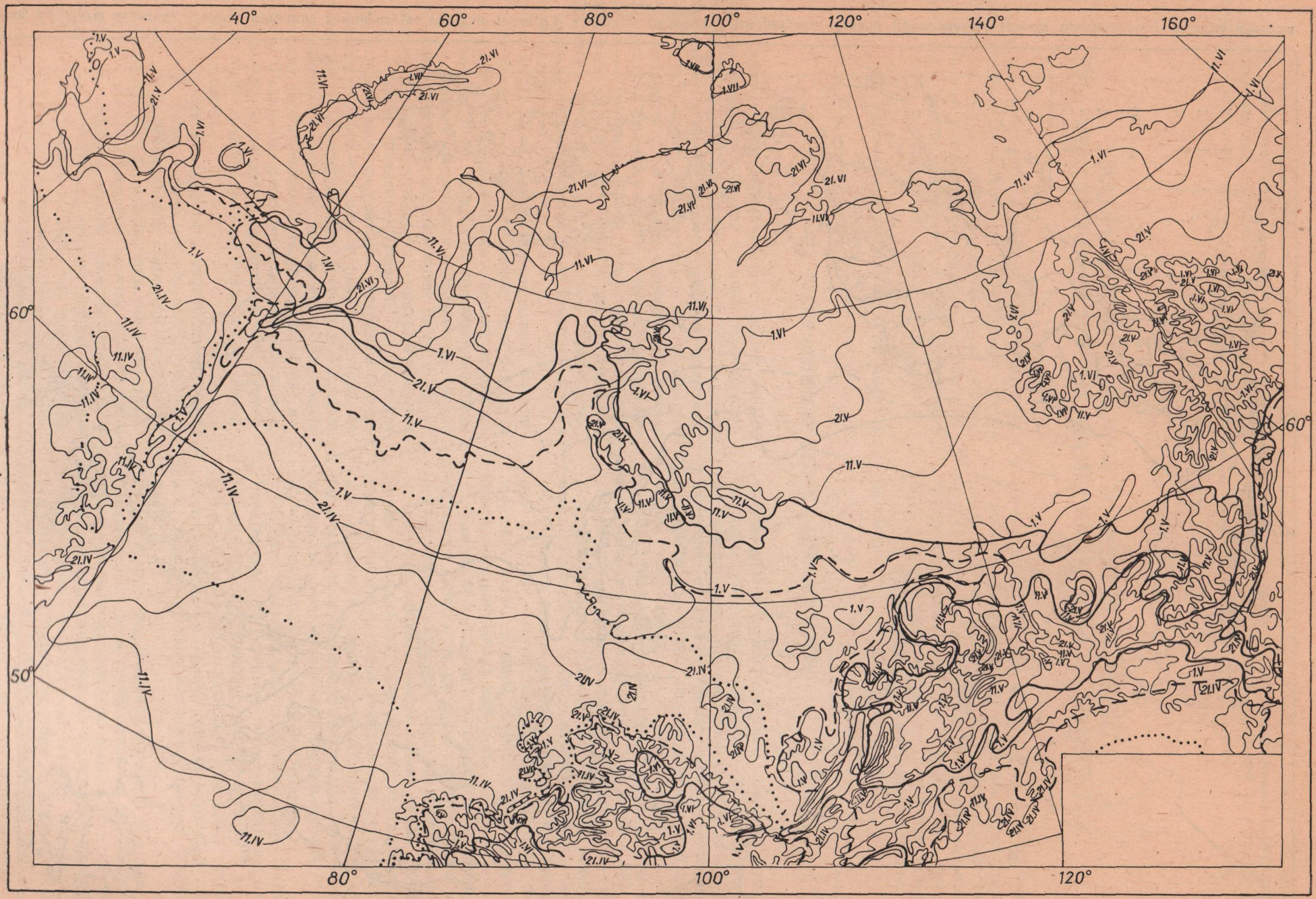

Рис. 4.2. Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С в период подъема температуры. Конец промерзания (начало протаивания) [Климатический атлас СССР, 1960].

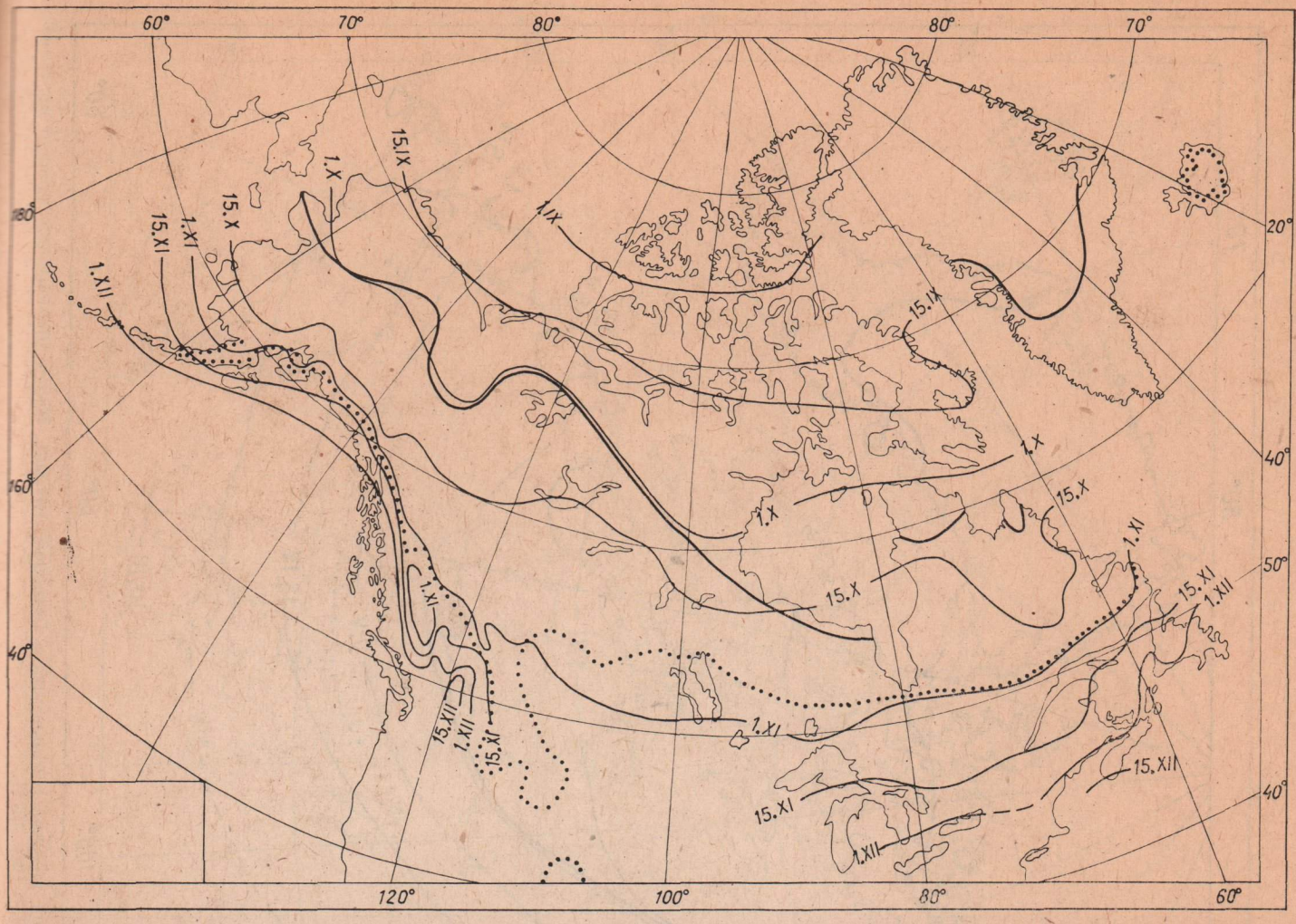

Рис. 4.3. Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С в период падения температуры в Северной Америке. Начало промерзания (конец протаивания) [Hare, Hay, 1974].

када июня на северном побережье и вторая декада июня на островах Канадского архипелага.

Как уже говорилось, длительность сезона промерзания, или периода с температурой воздуха ниже 0°С, распределяется таким образом, что области вечной мерзлоты соответствуют наиболее длительному холодному времени (см. рис. 3.5). Так, на территории Азии (между меридианами 80—120° в. д.) длительность этого периода: на островах Северной Земли — около 300 дней, на Таймыре — около 270, на широте Полярного круга — 250, на равнинах юга Сибири и Северной Монголии — 210—240, в пустыне Гоби — 100—150, в горах Тибета — 250—300 дней, и далее (Индия и южнее) устойчивых дней со средней суточной температурой воздуха ниже 0°С почти не бывает.

На территории Европы по продолжительности сезона промерзания имеем: север Скандинавии — более 180 дней, южнее — значительно снижается (до 50 дней в Центральной Европе), а в высокогорье Альп — возрастает до более 270 дней.

В Северной Америке длительность периода промерзания (между меридианами 80—120° з. д.) распределяется: на островах Канадского архипелага — более 270 дней, на материке на широте Полярного круга — 240—270, на 60° с. ш.— около 210, на 50° с. ш.— около 150 дней. Далее — уменьшается до 60—80 дней на широте 40° на равнинах, а в горах Кордильер возрастает до 220 дней.

Но одна только продолжительность периода еще не определяет интенсивности промерзания горных пород. Необходима соответствующая напряженность тепловых условий, или суммарный эффект последних.

На рис. 4.5 представлена карта сумм суммарной солнечной радиации за сезон промерзания в СССР. Как ни странно на первый взгляд, но наиболее холодным областям на Крайнем Севере и в горах на юге соответствуют наибольшие суммы этой радиации (40—50 ккал/(сезон · см²)). Наименьшие суммы (15—20 ккал/(сезон · см²)) отмечаются в наиболее теплых областях ЕТС. Это объясняется различиями в длительности сезонов. Как уже говорилось, на арктических островах, например, холодный сезон длится 270—300 дней (с середины — конца августа по начало — середину июля). Несмотря на полярную ночь в Арктике в середине зимы, когда суммарная радиация равна 0, за счет большого прихода тепла солнечной радиации в остальное время сезона складывается повышенная сумма суммарной радиации. Сезон промерзания в горах Южной Сибири и Дальнего Востока также длителен (210—240 дней) — с конца сентября и по май, что также обусловливает в конечном итоге большую сумму тепла солнечной радиации.

Однако следует учесть, что следующим показателем в тепловом режиме земной поверхности является ее отражательная способность (альбедо). Наи-

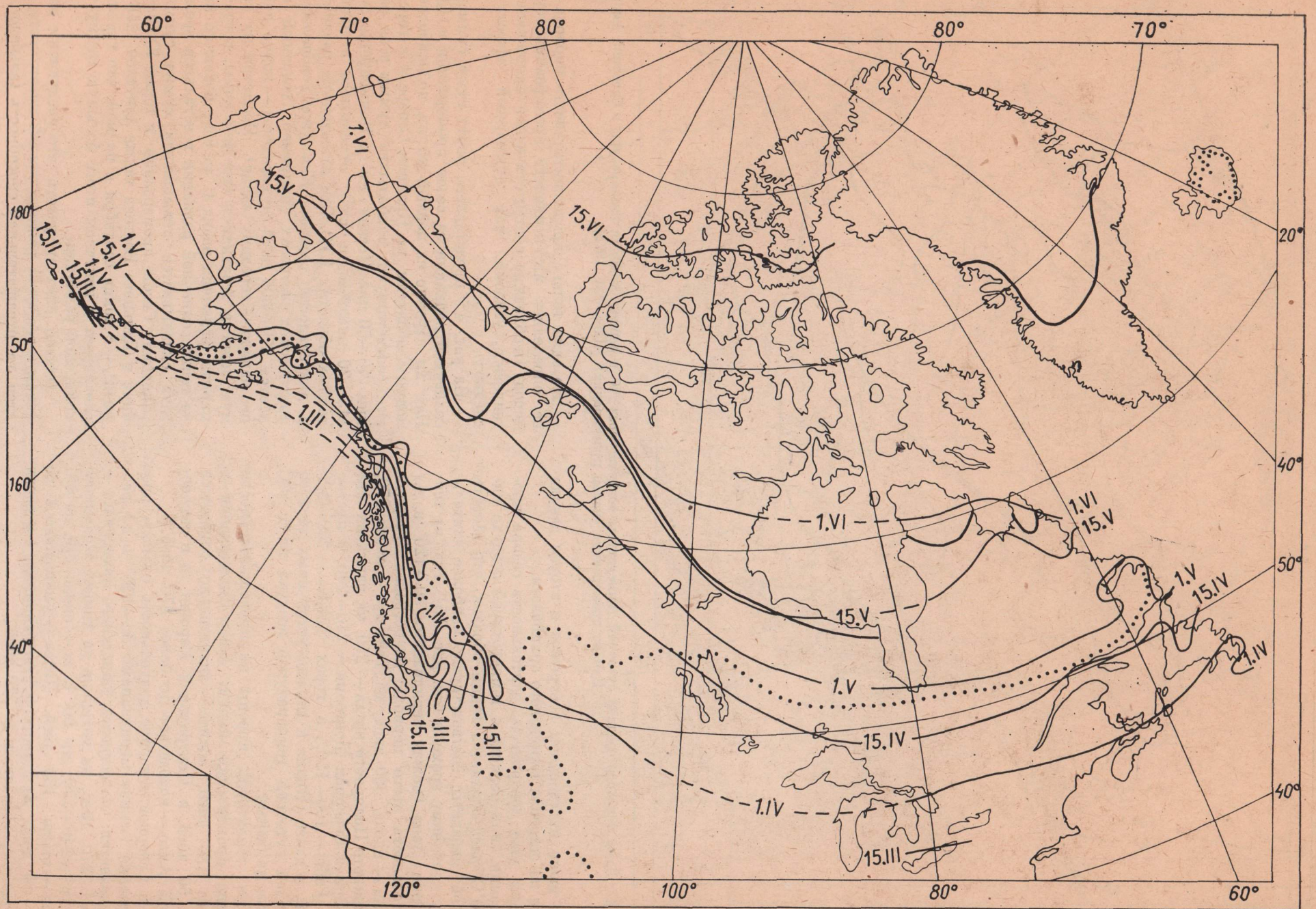

Рис. 4.4. Даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С в период подъема температуры в Северной Америке. Конец промерзания (начало протаивания) [Har, Hay, 1974].

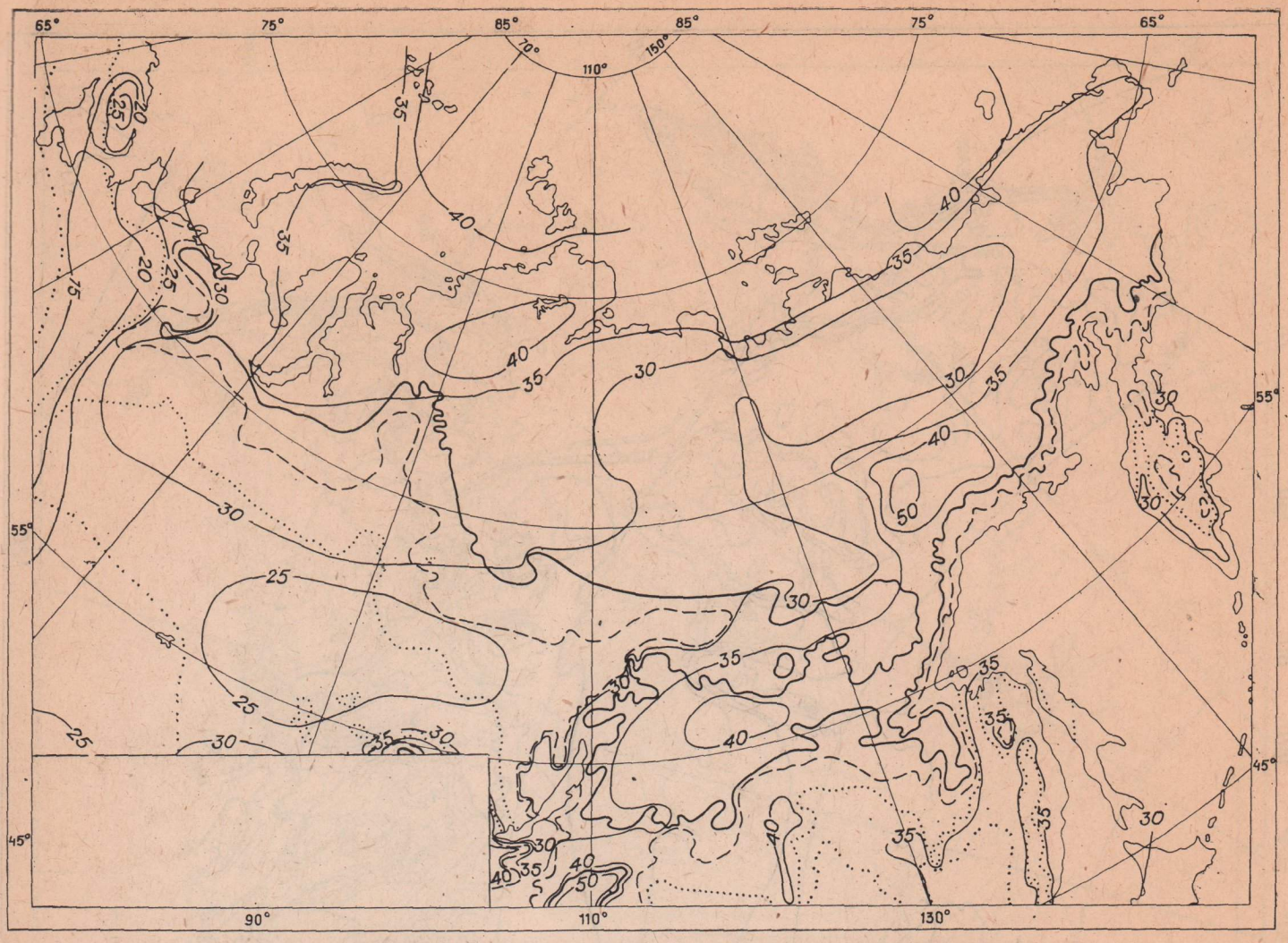

Рис. 4.5. Сумма суммарной радиации за сезон промерзания (ккал/см²).

большим альбедо в природных условиях обладает снег. Отражательная способность свежевыпавшего снега может доходить до 98%. Среднее альбедо чистого сухого снега 70—85%, альбедо грязного мокрого снега весной снижается до 45%.

Северные и умеренные широты северного полушария — это области длительного залегания снежного покрова в холодное время года. Снежный покров на большей части территории вечной мерзлоты появляется почти одновременно с переходом температуры воздуха через 0°, т. е. с момента начала промерзания; только в приморских районах отмечается расхождение примерно в 10 дней (снег выпадает позже). Так, по северной окраине Сибири [Климатический атлас СССР, 1960, с. 172] средняя дата появления снега — первые числа — середина сентября; в материковой части центра Сибири — начало октября; в горах Южной Сибири — в течение сентября — октября.

Устойчивый снежный покров, не сходящий в течение по крайней мере трех дней [там же], устанавливается примерно через 10 дней на большей части территории и через 20 дней в отдельных приморских районах после первого его появления. На побережье морей Сибири это происходит во второй половине сентября, в центре Сибири — в течение первой половины октября, в горах Южной Сибири — в течение октября. Чем континентальнее регион, тем даты появления и окончательного установления снежного покрова ближе.

Весной устойчивый снежный покров начинает разрушаться [там же, с. 173]: в Южной Сибири — во второй половине апреля — первой половине мая; в центральной части Сибири — в первой половине мая; по арктическому побережью Сибири — в течение июня. В южной половине страны даты начала разрушения снежного покрова опережают даты перехода температуры воздуха через 0° (примерно на 10 дней), в центре Сибири они почти совпадают, а на арктических островах отстают (примерно на 10 дней).

Снежный покров окончательно сходит [там же] в горах Южной Сибири примерно на 10 дней позже начала разрушения его, а в остальных регионах — почти совпадает с этим моментом (с разницей 2—3 дня). Таким образом, окончательный сход снежного покрова в области вечной мерзлоты практически совпадает с датами перехода средней суточной температуры воздуха через 0° (после затраты тепла на таяние снега начинается интенсивное прогревание обнаженных участков земной поверхности, а затем и воздуха). Исключение составляют некоторые крайние арктические острова, где снег окончательно сходит лишь после устойчивого прогревания воздуха, по-видимому, адвективного характера, приходящего с более теплого континента или моря.

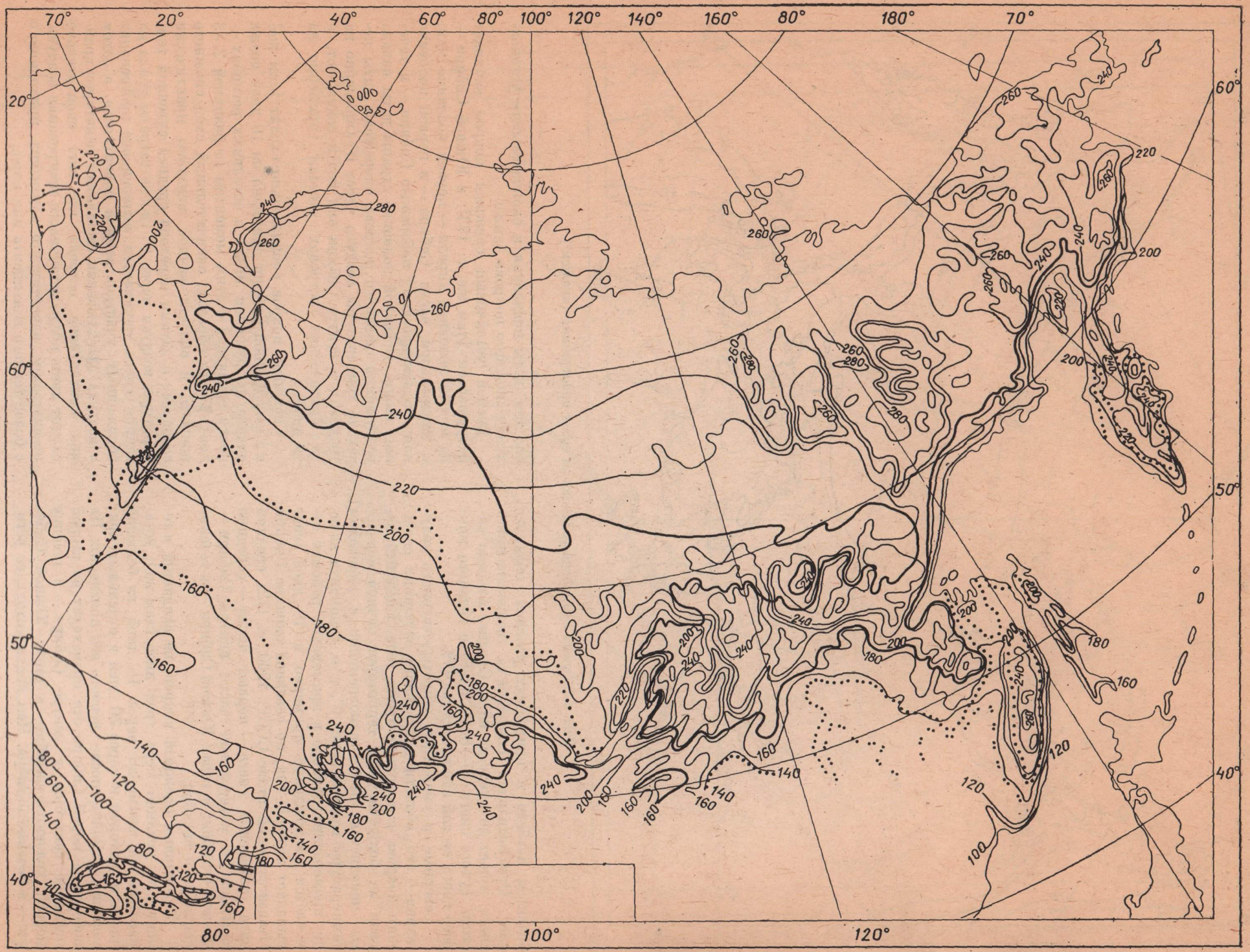

Рис. 4.6. Число дней со снежным покровом [Агроклиматический атлас мира, 1972].

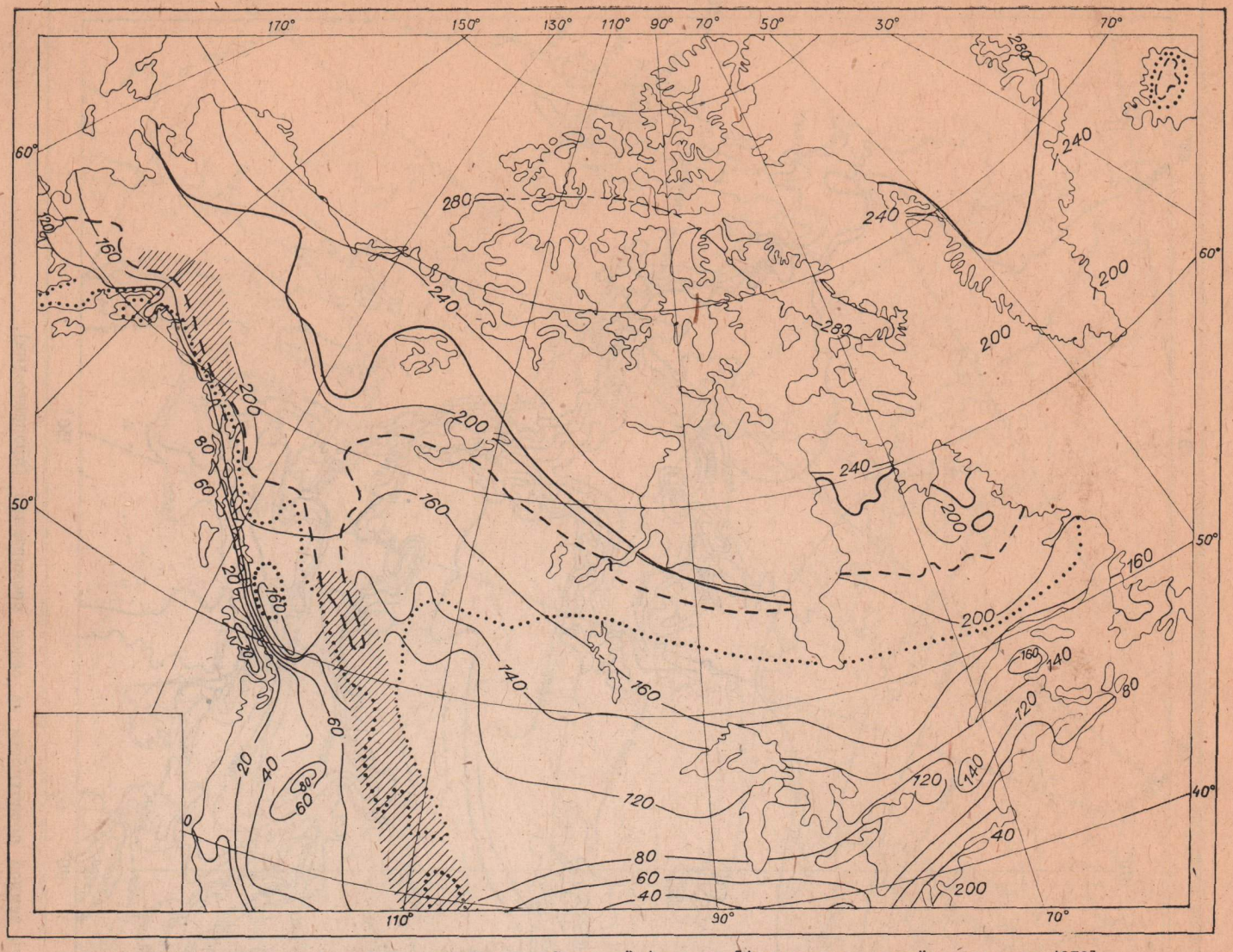

Рис. 4.7. Число дней со снежным покровом в Северной Америке [Агроклиматический атлас мира, 1972]. Косая штриховка — районы, где нет данных по снегу.

На рис. 4.6 и 4.7 приведены карты длительности залегания снежного покрова. На арктических островах снег лежит в течение 280 дней и более, по побережью арктических морей на континентах — 260 дней, в центральной части Сибири и Канаде — примерно 200 дней, в горах Альп, Скандинавии, Южной Сибири, Дальнего Востока и североамериканских Кордильер — 200—240 дней и более.

Естественно, чем длительнее залегание снежного покрова, тем больше суммарная потеря тепла приходящей солнечной радиации. На рис. 4.8 представлена карта суммарной отражательной способности земной поверхности за сезон промерзания, т. е. преимущественно снежного покрова. Как можно заметить, наибольшие значения отражения тепла солнечной радиации (20—22 тыс. проценто-дней) характерны для арктических островов и высокогорья Северо-Востока страны, т. е. для тех районов, где наиболее длительно залегает снег. На равнинах северной половины страны значения суммарного альбедо снега — 14—18 тыс., а в южной половине — 8—10 тыс. В горах Южной Сибири альбедо увеличивается до 12 тыс. проценто-дней. Южная граница многолетнемерзлых горных пород (островных) примерно совпадает по регионам, где отражательная способность земной поверхности за сезон промерзания имеет значения около 12 тыс. проценто-дней.

На рис. 4.9 дана карта поглощенной радиации, представляющей разность суммарной и отраженной радиаций. Как видно, значения поглощенной радиации за сезон промерзания несколько «раздваиваются». Отмечается возрастание величин к северу и югу примерно от 60° с. ш. Наибольшие значения характерны для регионов арктических островов и территории, прилегающей к п-ову Таймыр (12,5—13 ккал/см²) и близ южной границы СССР в азиатской части (до 20 ккал/см²). Первоначальное поступление тепла суммарной радиации в этих районах было также наибольшим и почти одинаковым (35—40 ккал/см²). Однако в Арктике из-за большой отражательной способности земной поверхности значения поглощенной радиации составили 1/3 суммарной радиации, а в Южной Сибири и на Дальнем Востоке — около 1/2.

В предгорьях и высокогорьях, где также отмечается наибольший приход суммарной радиации, поглощенная радиация несколько увеличена, но не столь резко, что связано с исключительно большой потерей тепла отражением. Очаги преуменьшенных значений поглощенной радиации создаются на континенте близ морей и в полосе выноса атлантического воздуха, что связано как с меньшим поступле-

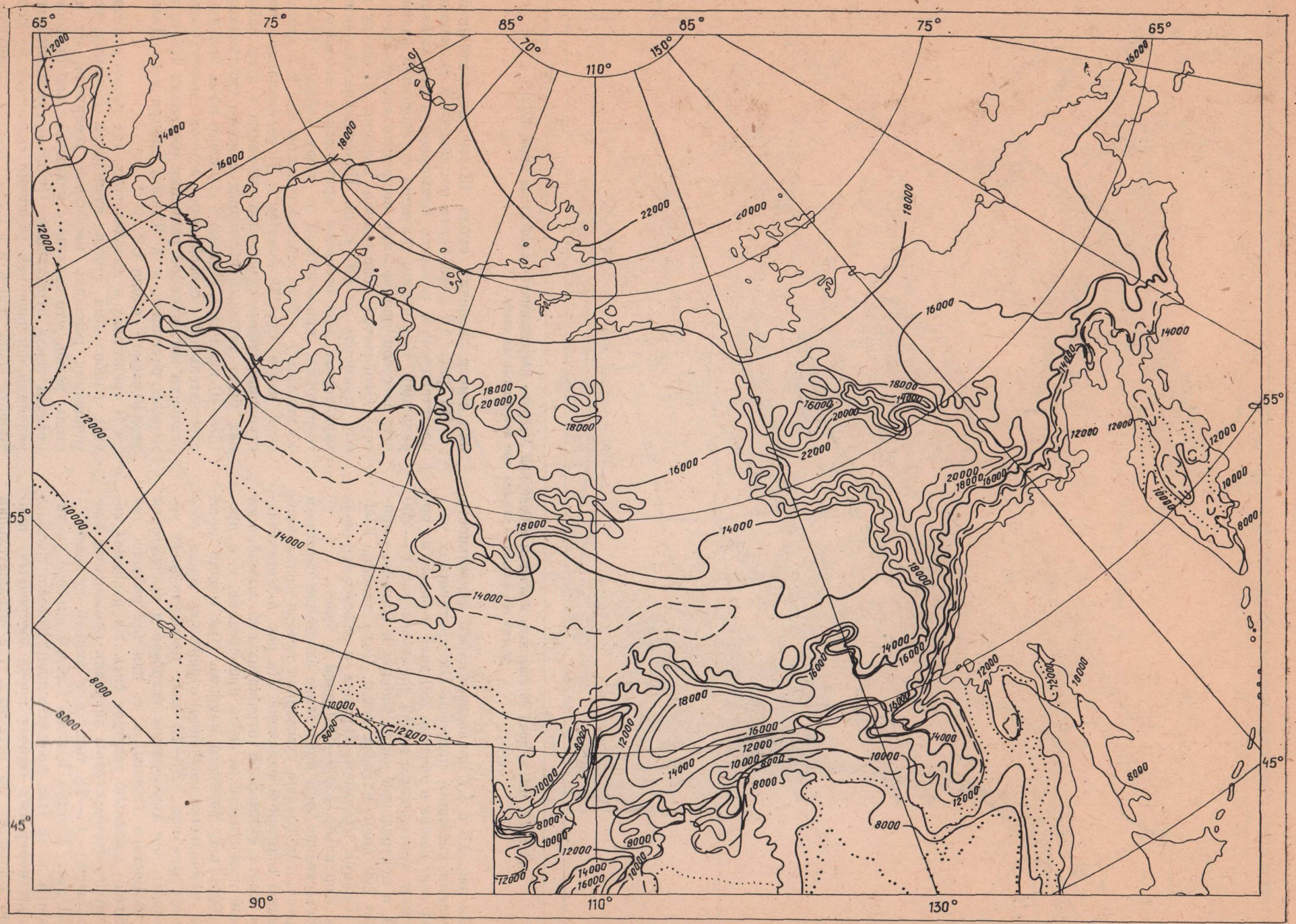

Рис. 4.8. Отражательная способность земной поверхности за сезон промерзания (проценто-дни).

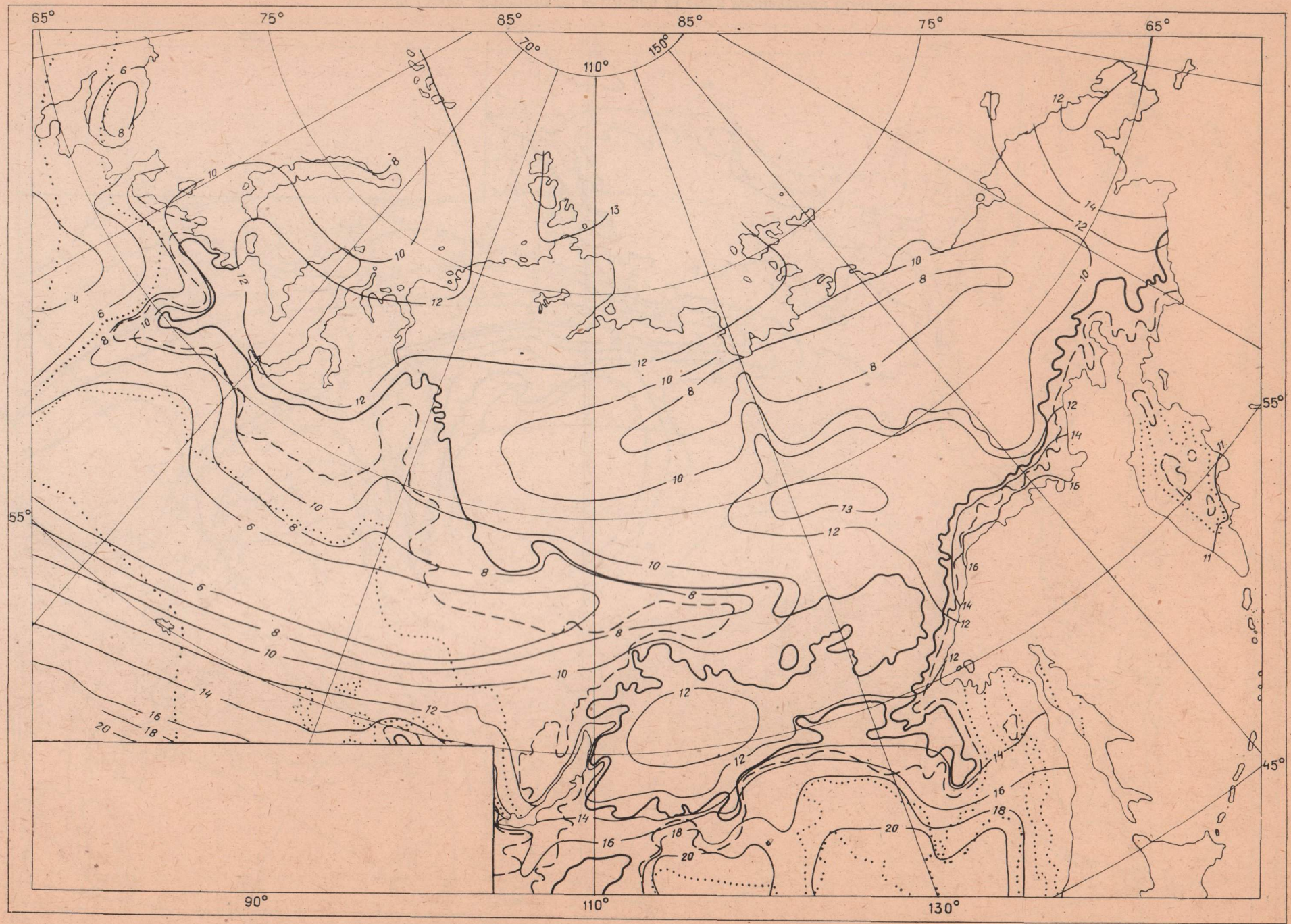

Рис. 4.9. Сумма поглощенной радиации за сезон промерзания (ккал/см²).

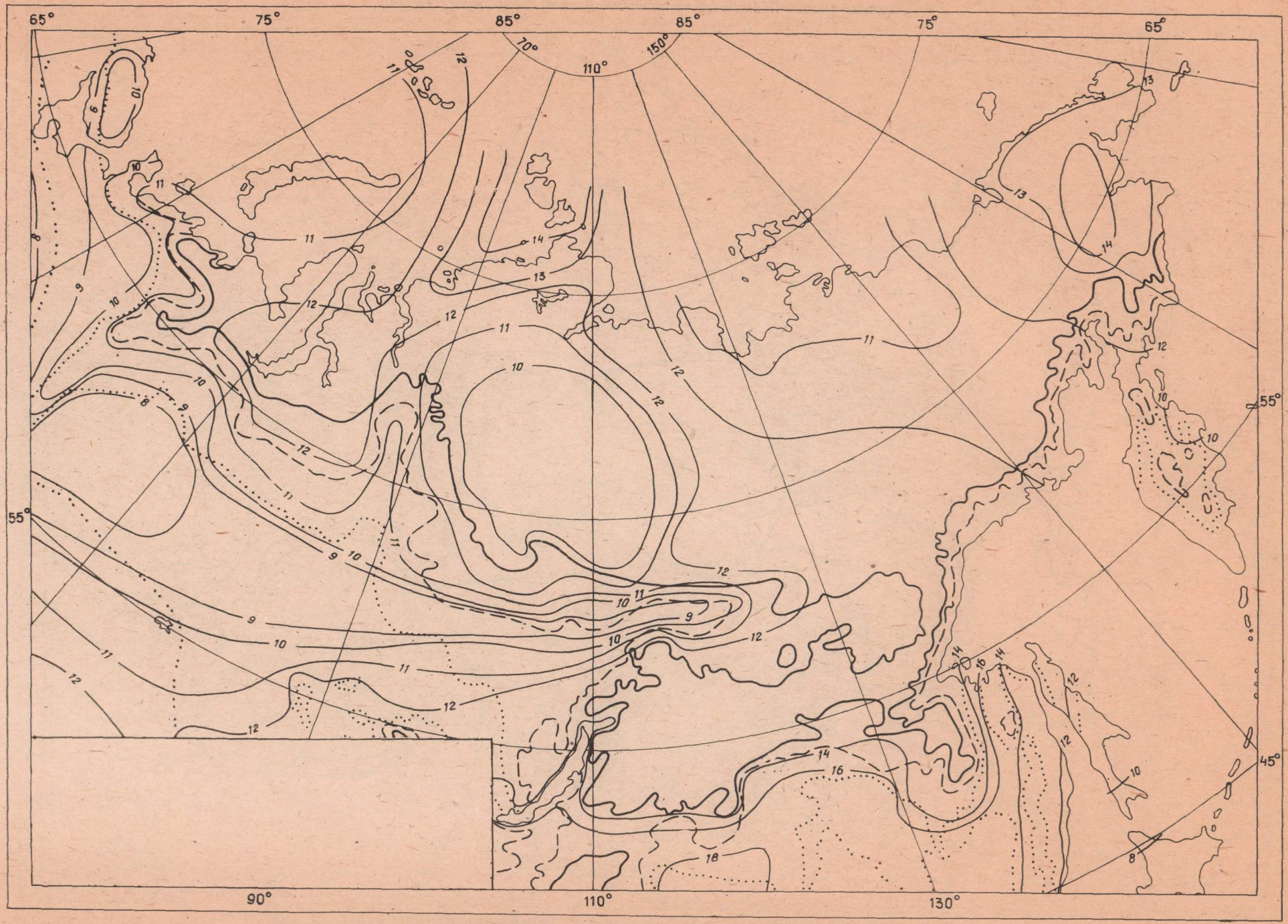

Рис. 4.10. Сумма эффективного излучения за сезон промерзания (ккал/см²).

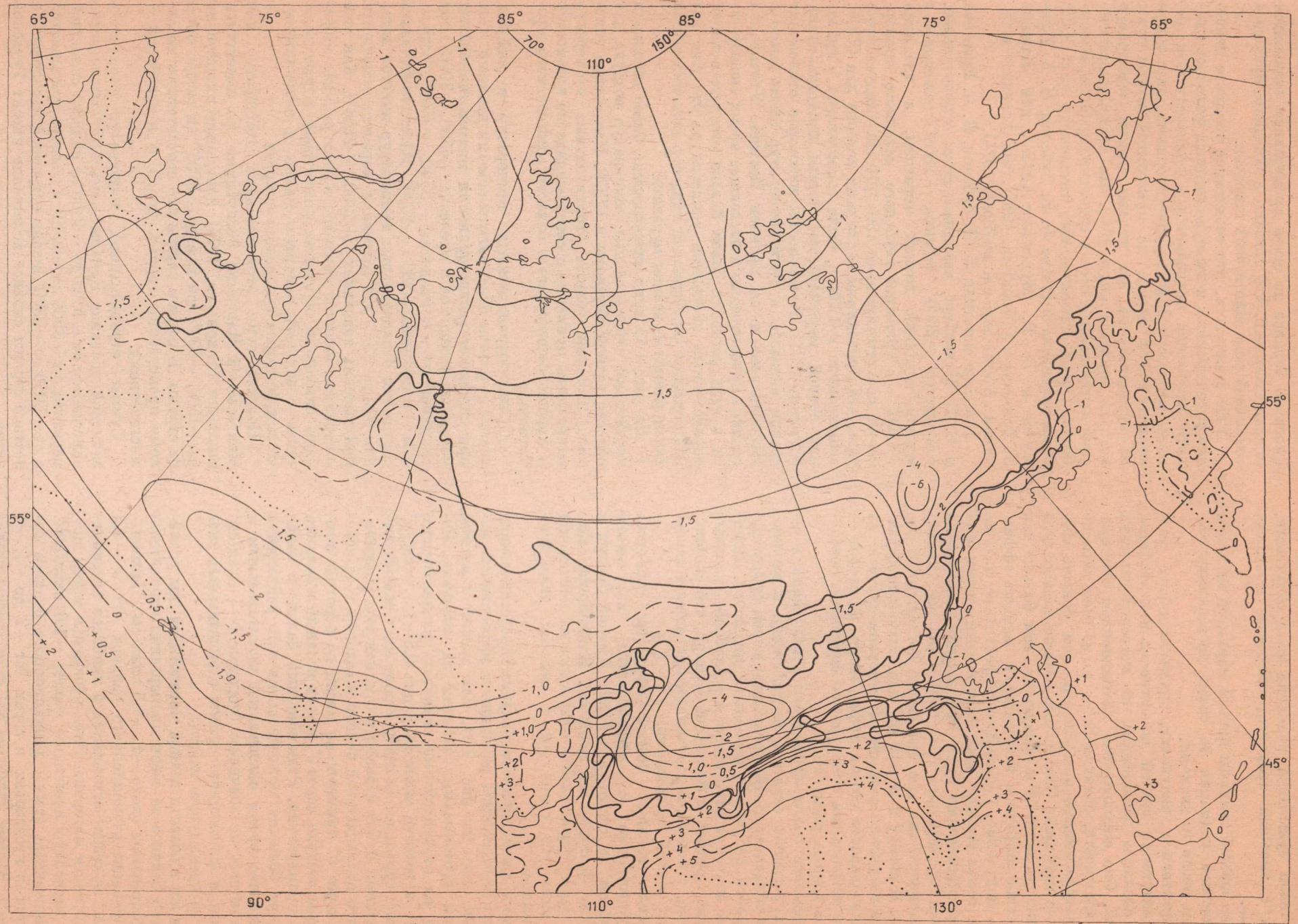

Рис. 4.11. Сумма радиационного баланса за сезон промерзания (ккал/см²).

нием тепла суммарной радиации из-за облачности, так и с меньшей продолжительностью холодного периода.

Близ южной границы вечной мерзлоты значения поглощенной радиации за сезон промерзания составляют около 10 ккал/см².

Эффективное излучение, представляющее разность излучения земной поверхности и атмосферы, имеет сложную зависимость от метеорологических условий. Оно определяется соотношением температуры, влажности, облачности и т. д. Чем больше температура земной поверхности, тем больше собственное излучение Земли. Чем больше температура и влажность воздуха и облачность, тем больше так называемое встречное излучение и меньше эффективное излучение. Суммарное эффективное излучение за сезон зависит и от продолжительности его.

В распределении сумм эффективного излучения за сезон промерзания (рис. 4.10) так же заметна раздвоенность, как и в величинах поглощенной радиации. К северу и югу от 60° с.ш. значения эффективного излучения возрастают: в первом случае — за счет длительности сезона промерзания, во втором — за счет возрастания температуры излучения поверхности в южных регионах.

Отдельные очаги эффективного излучения в северных регионах связаны, по-видимому, с влажностью и облачностью. По побережью морей суммы эффективного излучения несколько понижены. Пониженные значения отмечаются и в наиболее холодных регионах Средней и Восточной Сибири, что связано, вероятно, с меньшим излучением при низких температурах земной поверхности.

Южная граница вечной мерзлоты совпадает преимущественно с эффективным излучением 10 ккал/см² за сезон, а в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — 12 ккал/см². Наименьшие значения сумм эффективного излучения на континенте (8—9 ккал/см²) совпадают с полосой атлантического выноса.

Суммы радиационного баланса, представляющие разность поглощенной радиации и эффективного излучения, даны на рис. 4.11. Как можно заметить, за сезон промерзания значения их невелики. Несмотря на отрицательные величины радиационного баланса в течение зимы (порядка 0,5—1,5 ккал/см² в месяц), суммы их за сезон в ряде мест оказываются близкими 0. Это связано с тем, как уже упоминалось, что радиационный баланс в годовом ходе переходит через 0° примерно за месяц до перехода температуры воздуха через 0°, или за месяц до окончания сезона промерзания. Радиационный баланс в конце зимы при большом приходе солнечной радиации в предвесеннее время оказывается положительным и существенным по значению (порядка 2—4 ккал/см² в месяц) и «поглощает» суммы отрицательных значений за предыдущие месяцы.

Все же в области вечной мерзлоты суммы радиационного баланса за сезон промерзания отрицательны и составляют около −1, −1,5 ккал/см². Наименьшие значения радиационного баланса (ниже −1,5 ккал/см² за сезон) отмечаются в наиболее континентальной части материка. Близ побережья морей значения несколько повышены (более −1,0 ккал/см²).

Пониженные суммы радиационного баланса отмечаются в предгорьях и горах (от −2 до −4, −6 ккал/см²). Южнее примерно 53° с. ш. суммы радиационного баланса за сезон промерзания становятся положительными, что связано с большим приходом солнечной радиации в этих широтах.

Уже отмечалось, что совместное тепловое действие радиационных и циркуляционных факторов климатообразования проявляется в температурном режиме местности. Но, как уже говорилось, ни в одном климатическом атласе не приводятся карты сумм ни отрицательных, ни положительных температур воздуха (ниже и выше 0°С). Но такие схематические карты встречаются в отдельных работах. В частности, сумма отрицательных температур для СССР была приведена в статье Л. И. Зубенок, Н. А. Ефимовой и В. В. Мухенберг (1958), для Канады Х. Томпсоном [Thompson, 1963], для Аляски — в издании «Alaska regional profiles» (1974).

Как еще заметили Л. И. Зубенок, Н. А. Ефимова и В. В. Мухенберг, изолиния сумм отрицательных температур −3000° (точнее, −2800°) совпадает с южной границей вечной мерзлоты, а изолиния −1500° — с границей глубокого сезонного промерзания, соответствующего 150—170 см. Следует отметить, что приводимая карта этих авторов для СССР, выполненная в 1958 г., была сопоставлена с границей вечной мерзлоты по старым представлениям [Сумгин, 1933]. В частности, некоторое отклонение границ мерзлоты и сумм температур имело место в Предбайкалье и на Дальнем Востоке. Уточненная граница криолитозоны в настоящее время оказывается в этих регионах более близко соответствующей определенным значениям температур. Это еще раз подтверждает объективный характер количественной связи климат — вечная мерзлота.

На рис. 4.12 нами представлена более детальная карта сумм отрицательных температур воздуха для области вечной мерзлоты в СССР. Как можно заметить, изолинии равных отрицательных температур направлены примерно с северо-запада на юго-восток и хорошо оконтуривают области многолетнего промерзания.

Суммы отрицательных температур в районах вечной мерзлоты оказываются самыми низкими. Так, при сплошном распространении многолетнемерзлых пород они находятся в пределах −4500, −7000°, при прерывистом — в пределах −3500, −4500°, островном — в пределах −2800, −3500°. Внешняя неувязка с суммами отрицательных температур имеется лишь для севера ЕТС, где островная мерзлота отмечается при высоких значениях (−1500, −2500°). Как уже говорилось, наличие мерзлоты в этих районах может быть связано с остатками реликтовой мерзлоты, а также с сильным влиянием микро- и наноклиматических факторов тундрового покрова.

Подсчет сумм отрицательных температур для Монгольской Народной Республики по имевшимся станциям [Гаврилова, 1974] показывает их значения от −1500, −2000° на юге до −3700° на северо-западе страны. В первом случае это соответствует сезонному промерзанию горных пород, а в последнем — многолетнему.

Суммы отрицательных температур воздуха в западной половине Канады (рис. 4,13) также четко изменяются от −7000 до −4000° в области сплошной мерзлоты, от −3500 до −3000° в области прерывистой и от −3000 до −2500° в зоне островной мерзлоты. На востоке страны сильное искажение вносит Гудзонов залив.

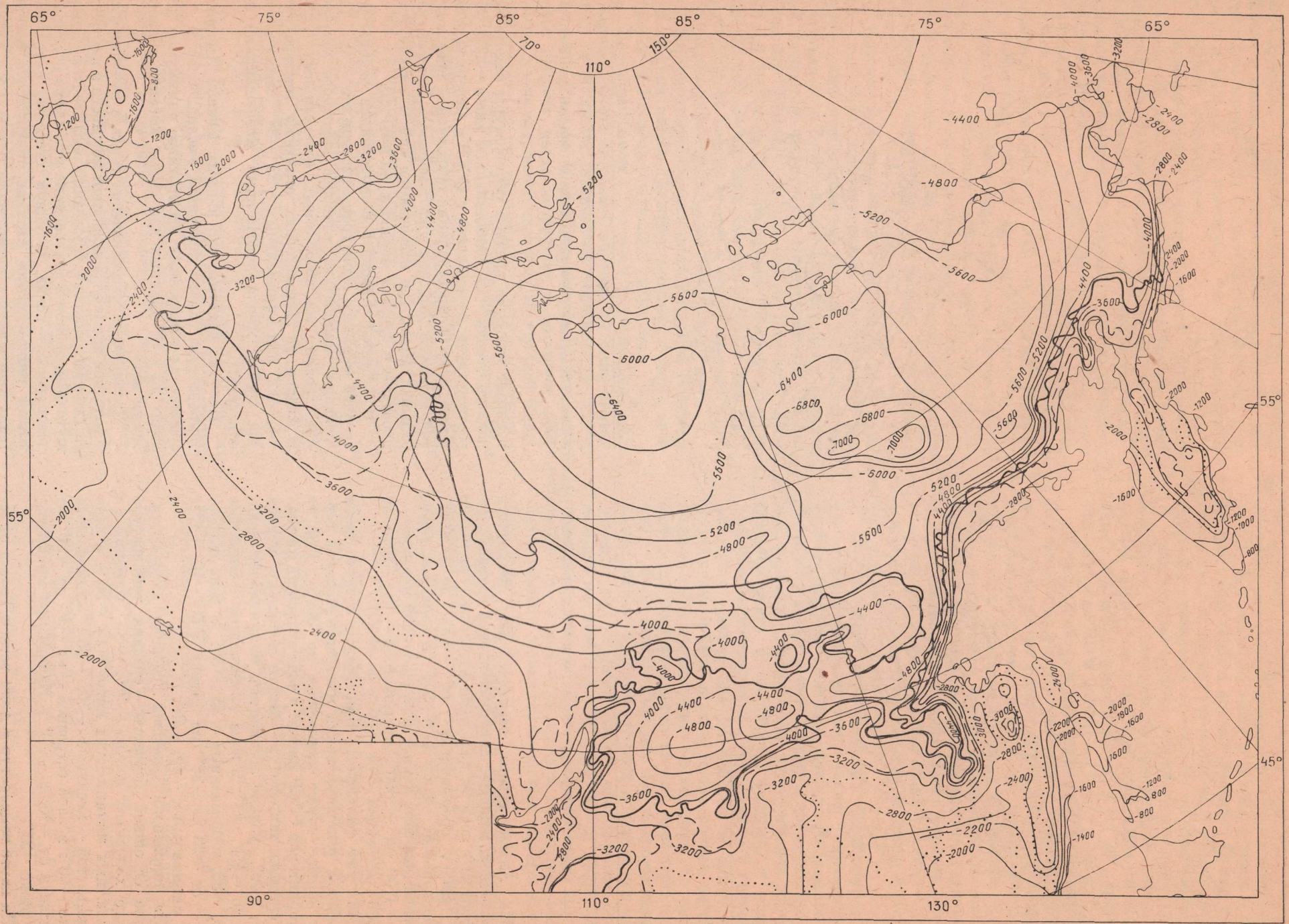

Рис. 4.12. Сумма температур воздуха за сезон промерзания (градусо-дни).

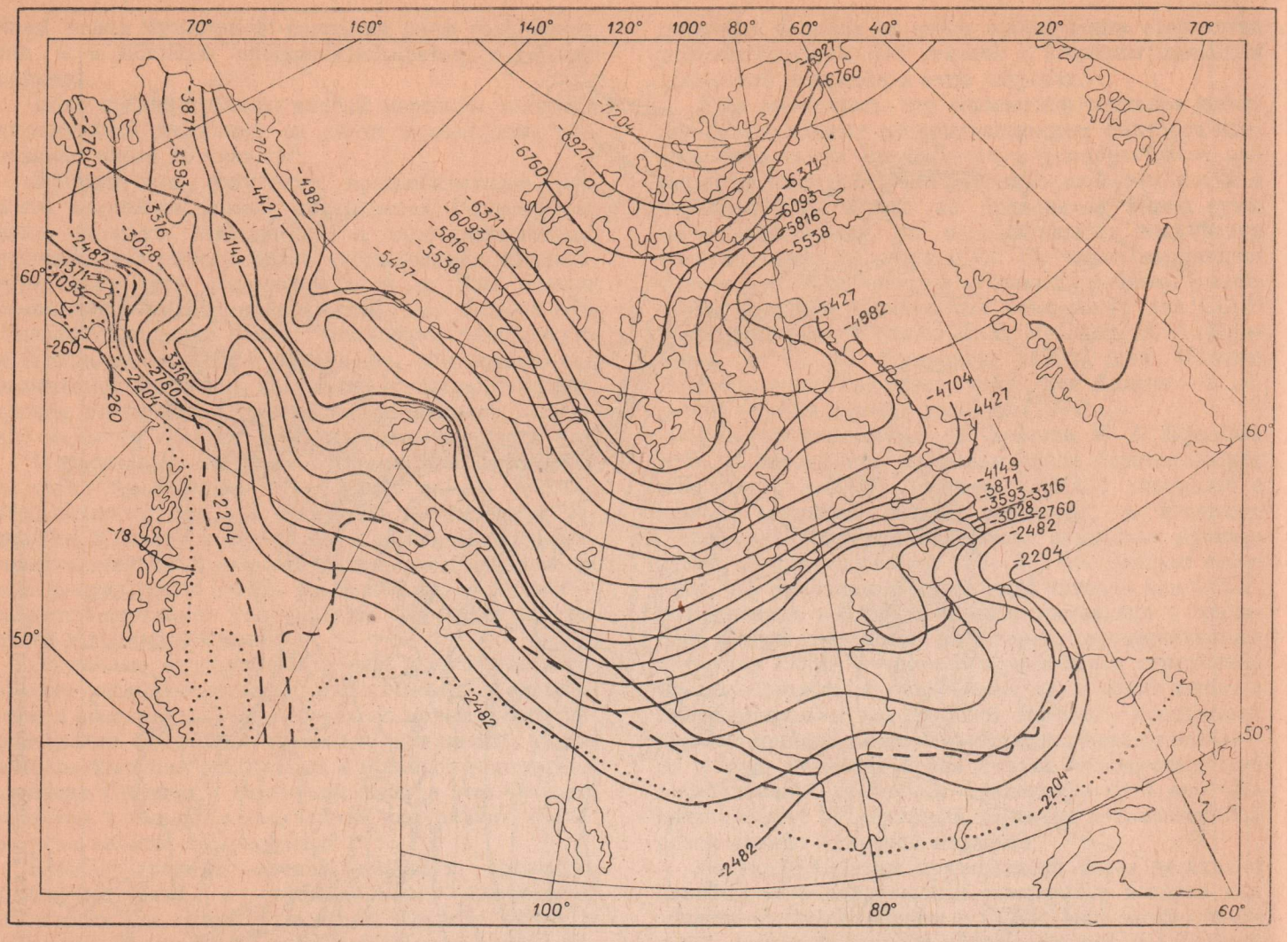

Рис. 4.13. Сумма температур воздуха за сезон промерзания (градусо-дни) в Северной Америке [Alaska regional profiles, 1974; Thompson, 1963].

На Аляске суммы отрицательных температур в восточной, наиболее континентальной половине изменяются: в области сплошной мерзлоты — от −4700 до −4000°, прерывистый — от −4000 до −2000°, островной — от −2000 до −1500°. В западной, более морской половине имеем: зона сплошной мерзлоты — от −4700 до −2000°, прерывистой — от −2000 до −1500°, островной — от −1500 до −1000°.

Как уже говорилось, температура воздуха зимы в районах распространения многолетнемерзлых горных пород — самая наинизшая на Земле. Так, на на территории СССР имеем: в зоне сплошной мерзлоты средняя температура самого холодного месяца −35, −40°, средние абсолютные минимальные доходят до −45, −65°; в зоне прерывистой — месячные −25, −30, минимальные — 45, −55; в зоне островной — от −20 до −25° (на севере ЕТС −10, −15°) при минимальных −40, −45°.

На территории Северной Америки отмечаются: в зоне сплошной мерзлоты — средняя температура самого холодного месяца −30°, −35° (средние из абсолютных минимальных ниже −45, −50°), в зоне прерывистой — месячные −20, −25°, минимальные ниже −40°; в зоне островной — от −10 до −20° на Аляске и от −15 до −20° в Канаде при минимальной ниже −35°.

На карте температур в Азии регион Тибета оконтуривает изотерма средней температуры самого холодного месяца −16° (минимальные ниже −32°). Это соответствует, по аналогии с СССР и Северной Америкой, зоне распространения островной и прерывистой мерзлоты. Но, как уже говорилось, данных для больших высот, где встречаются самые низкие температуры и суровая мерзлота, не имеется.

В Западной Европе в Фенноскандии районы островной мерзлоты оконтурены изотермами −10, −14° (средняя температура наиболее холодного месяца) при средних из абсолютных минимальных −35°. В Альпах на высокогорьях отмечены температуры −4, −12° при минимальных −25, −28° (самые высокие хребты метеорологическими наблюдениями не охвачены).

Попутно отметим, что в горах Южной Америки температуры самого холодного месяца ниже 0°, а средние из измеренных абсолютных минимумов доходят до −12° (данных для самых высоких вершин также нет).

Дальнейшее проникновение тепла в почвогрунты в холодное время года зависит от мощности и плотности снежного покрова. Последний оказывается промежуточным звеном в теплообмене атмосфера — земная поверхность — почва. С одной стороны, снег оказывает теплозащитное влияние, препятствуя потере тепла излучением с поверхности почвы или с травя-

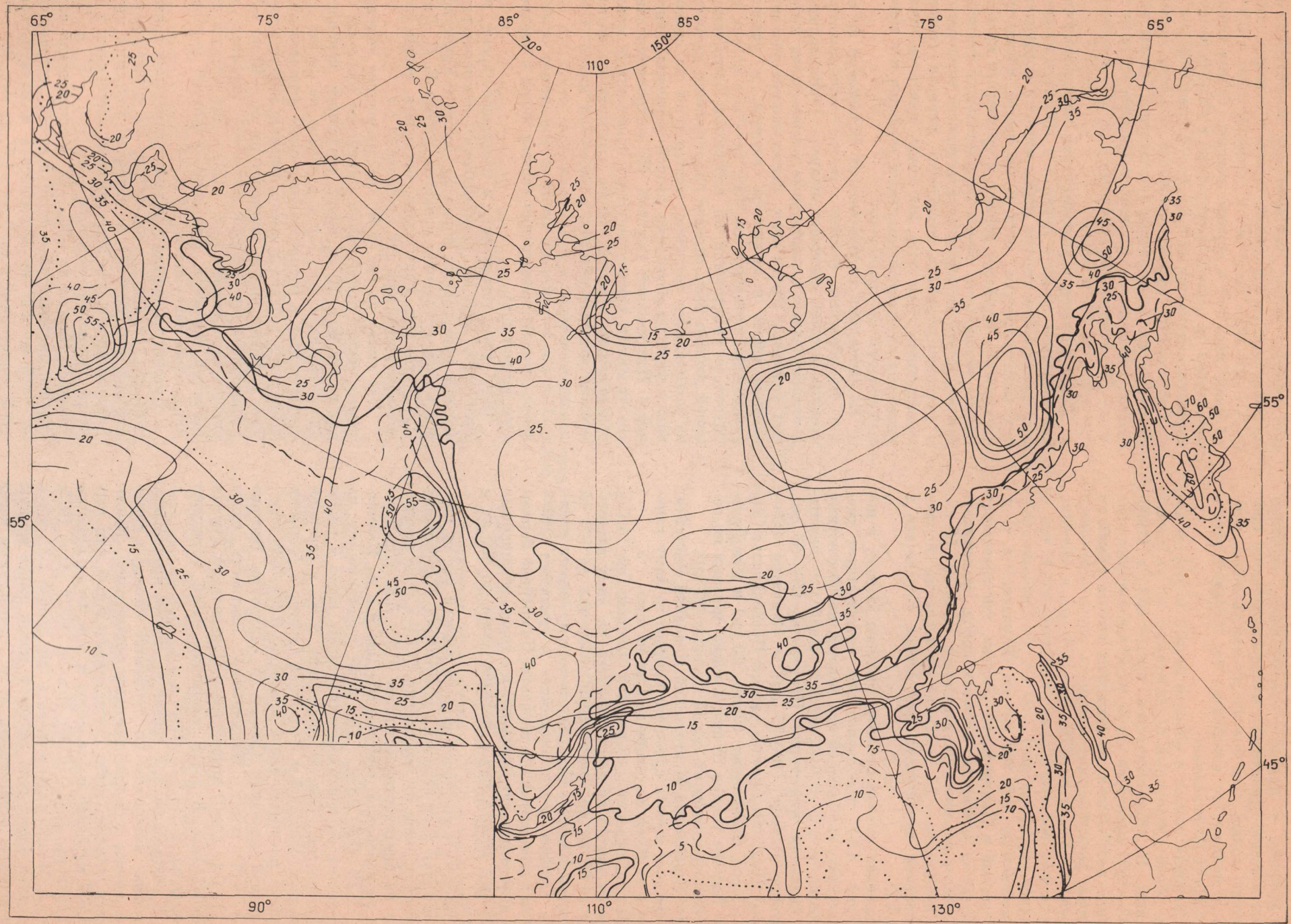

Рис. 4.14. Средняя высота снежного покрова за зиму в поле (см).

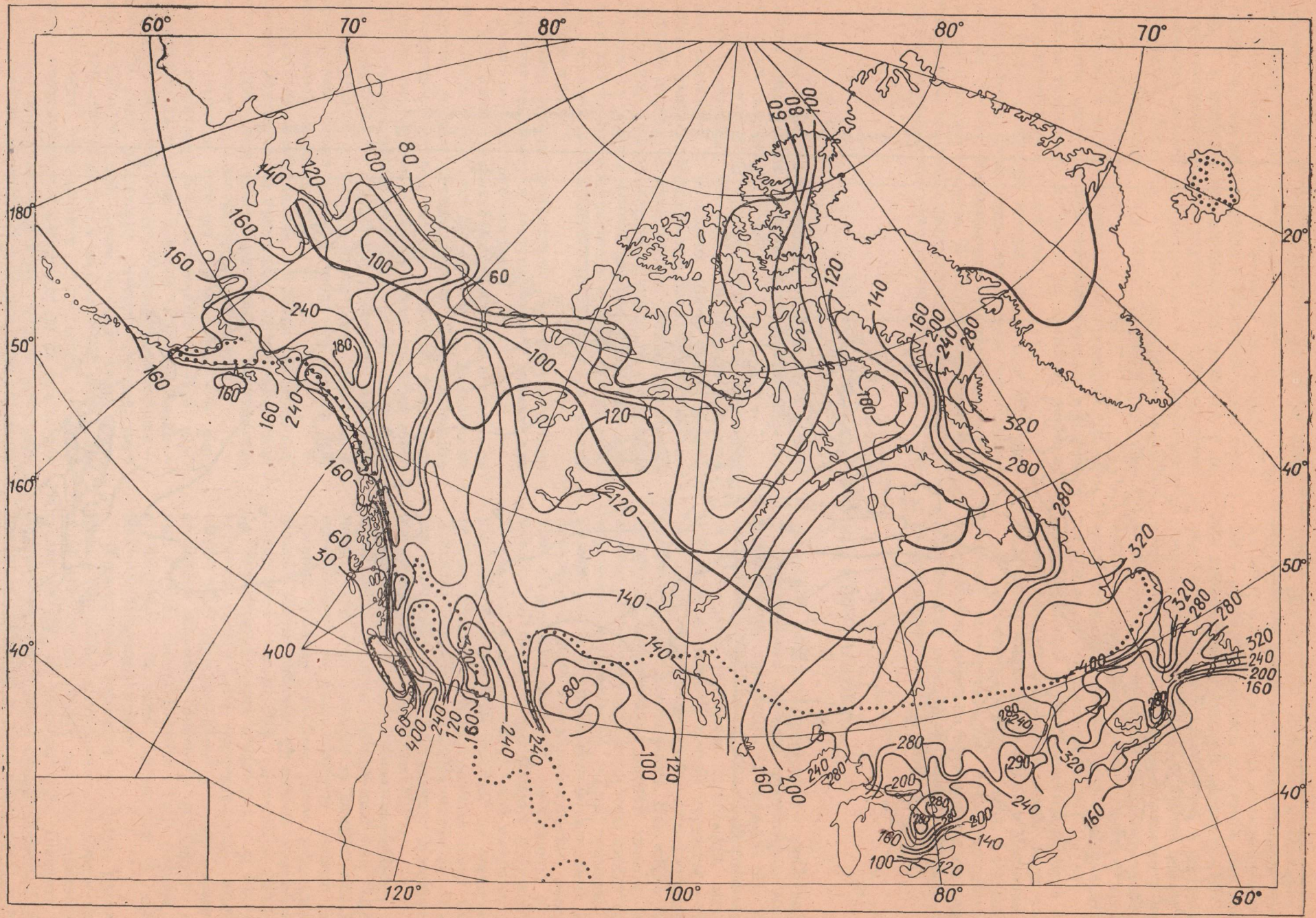

Рис. 4.15. Средняя высота снежного покрова за зиму (см) в Северной Америке (Hare, Hay, 1974].

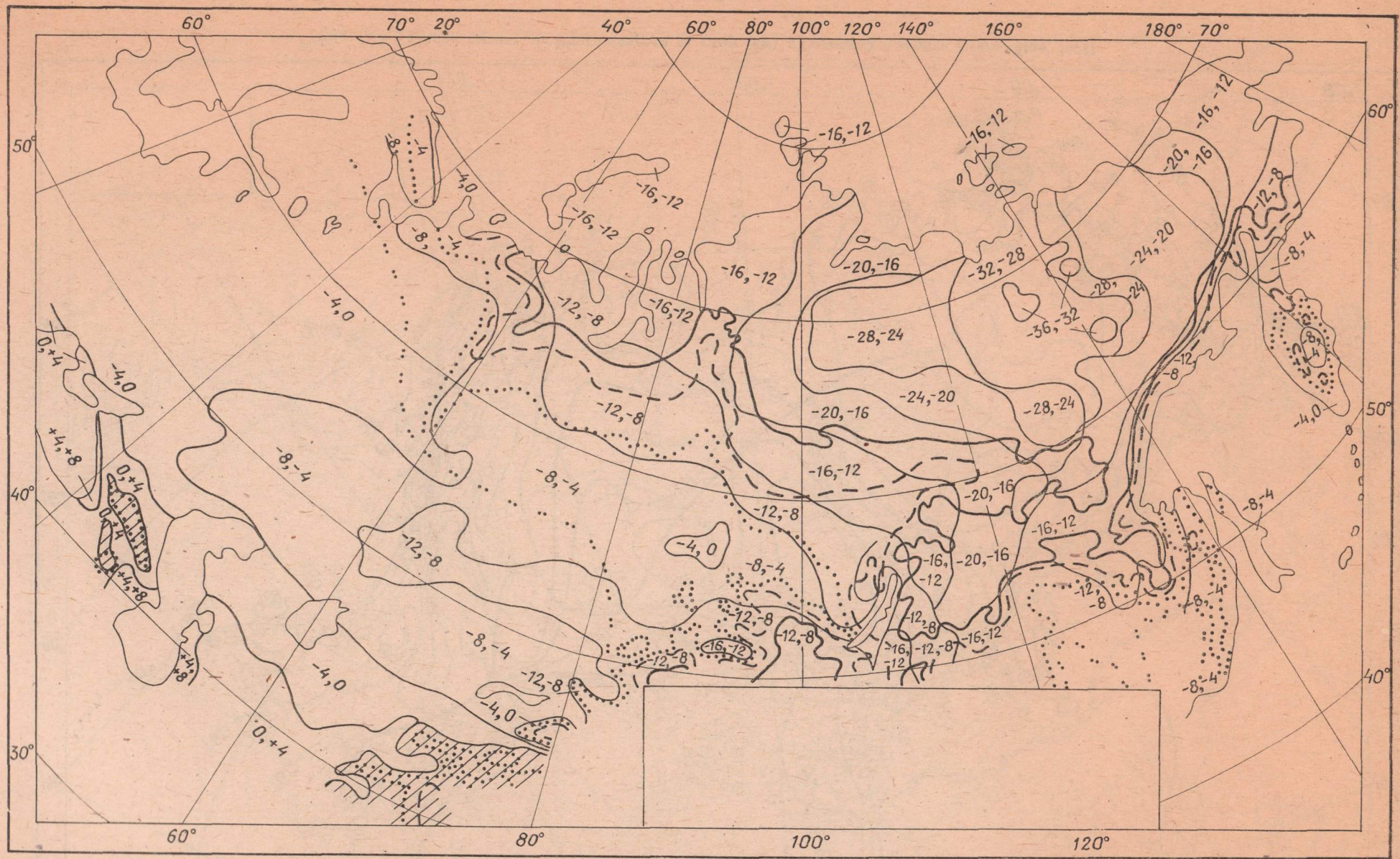

Рис. 4.16. Средняя температура почвы (°С) в самый холодный месяц на глубине 0,2 м [Димо, 1972].
Косая штриховка — районы, где нет температурных данных.

Сибири и в МНР; спорадической — от +1 до +3 и в областях, где мерзлоты нет,— выше +3°.

Температура грунтов по мере передвижения с северо-востока на юго-запад в азиатской части страны, т. е. наиболее континентальных регионах, в самый холодный месяц на глубине 5 м (обычно июнь) оказалась равной: Среднеколымск −5,0° (сплошная мерзлота), Аркагала −10,4° (сплошная), Якутск −3,5° (сплошная), Чита +0,4° (прерывистая), Иркутск +2,5° (островная).

Ниже 5 м, к сожалению, сравнительных характеристик мало, так как систематических наблюдений за температурой грунта на больших глубинах на метеостанциях не ведется.

Зимой в области вечной мерзлоты и прилегающих районах происходит повсеместное промерзание горных пород. Максимальное промерзание достигается в марте — апреле. В области сплошной мерзлоты слой сезонного промерзания обычно смыкается с вечной мерзлотой в первую половину зимы. В области прерывистой мерзлоты наибольшее сезонное промерзание составляет, в зависимости от состава и влажности грунтов и общих климатических условий, 250 — 550 см. В области островной мерзлоты за зиму промерзает: в западных регионах (ЕТС и Западная Сибирь) — от 100 до 300 см, в восточных (Восточная Сибирь и МНР) — от 300 до 500 см (местами слой сезонного промерзания смыкается с мерзлотой). В области спорадического распространения мерзлых пород максимальная глубина сезонного промерзания колеблется от 50 до 200 см в западных регионах и от 100 до 300 см в восточных.

Вне области вечной мерзлоты глубина сезонного промерзания горных пород может быть различной: от 50 см на Камчатке до 400 см в Монголии.

В заключение раздела в табл. 4.1 приводим некоторые количественные мерзлотно-климатические характеристики сезона промерзания по ряду метеорологических станций в области вечной мерзлоты на территории СССР и МНР.

4.2. МАКРОКЛИМАТ СЕЗОНА ПРОТАИВАНИЯ

Даты начала протаивания совпадают с датами конца промерзания, которые были рассмотрены нами ранее (см. рис. 4.1—4.4).

Если двигаться с юга на север, то для территории Азии (в пределах 80—120° в. д.) начало протаивания смещается с последних чисел марта на равнинных участках Монгольской Народной Республики, третьей декады апреля на юге Сибири до первых чисел июля на арктических островах. На территории Канады (в области вечной мерзлоты) сезонное протаивание на юге начинается в третьей декаде апреля, а на островах Канадского архипелага — во второй декаде июня.

Конец сезона протаивания совпадает с датами перехода температуры воздуха через 0° осенью, или с датами начала промерзания.

Так, конец протаивания смещается с севера на юг в Азии (в пределах 80—120° в. д.): арктические острова — вторая декада августа, Среднесибирское плоскогорье — вторая декада сентября, равнинные участки юга Сибири — первая декада октября, север МНР — вторая декада октября, юг МНР — третья декада октября. На территории Северной Америки: первая декада сентября — на островах Канадского архипелага, первая декада октября — в южных районах вечной мерзлоты.

Как в датах начала, так и в датах конца протаивания имеются также смещения с запада на восток: чем западнее, тем раньше начинается протаивание и тем позже оно заканчивается, и наоборот.

Длительность периода протаивания (см. рис. 3.6) на территории Азии (в пределах 80—120° в. д.) составляет: арктические острова Северной Земли — примерно 60 дней, Среднесибирское плоскогорье — 100—120 дней, равнинные районы Красноярского края — 150—190 дней. Далее, в МНР: запад и север — 180—190 дней, юг и восток — 190—200 дней.

Изолинии длительности протаивания в СССР имеют протяженность с северо-запада на юго-восток и хорошо оконтуривают районы вечной мерзлоты. Так, сплошная мерзлота встречается при длительности сезона протаивания 60—120 дней, прерывистая — 120—150 дней, островная — от 150 до 180 дней.

Длительность периода протаивания на Североамериканском континенте (в пределах 80—120° з. д.) следующая: северные острова Канадского архипелага — 70 дней, Северное побережье материка — 110 дней, юг области вечной мерзлоты — 190 дней.

На рис. 4.17 представлены сумма суммарной радиации за сезон протаивания. Как видно, значения суммарной радиации за летний период распределяются почти широтно. Лишь горы вносят некоторое искажение, преуменьшая суммы примерно на 5 — 20 ккал/см² за сезон (затенение склонами). В пределах области многолетнемерзлых горных пород значения суммарной радиации составляют: от 20—30 ккал/см² за сезон на арктических островах до 50—55 ккал/см² близ границы вечной мерзлоты в западных регионах и 60—65 ккал/см² на равнинах Центральной Якутии. В более южных горах Сибири и Дальнего Востока значения радиации 55—70 ккал/см² (на этих же широтах на равнинах Казахстана суммы соответствуют 70—90 ккал/см²).

Суммарная отражательная способность земной поверхности за сезон протаивания (рис. 4.18) изменяется, возрастая, с севера на юг. Это связано главным образом с длительностью теплого периода. Средние значения альбедо летом для тундровой и луговой растительности от района к району колеблются мало — около 20% [Мухенберг, 1963].

Наименьшая сумма отражения — на арктических островах (1000—2000 процento-дней), наибольшая (4000—5000 процento-дней) — за пределами области вечной мерзлоты. Значения суммарного отражения в горах Северо-Востока СССР, Южной Сибири и Дальнего Востока находятся в интервале 3000—3500 процento-дней.

Поглощенная радиация за сезон протаивания (рис. 4.19) также изменяется в основном широтно: от 10 ккал/см² на самых дальних арктических островах до 40—45 ккал/см² близ границы вечной мерзлоты на юге. В горах Северо-Востока СССР поглощенная радиация в это время составляет около 30—35 ккал/см². Меньшая сумма поглощенной ра-

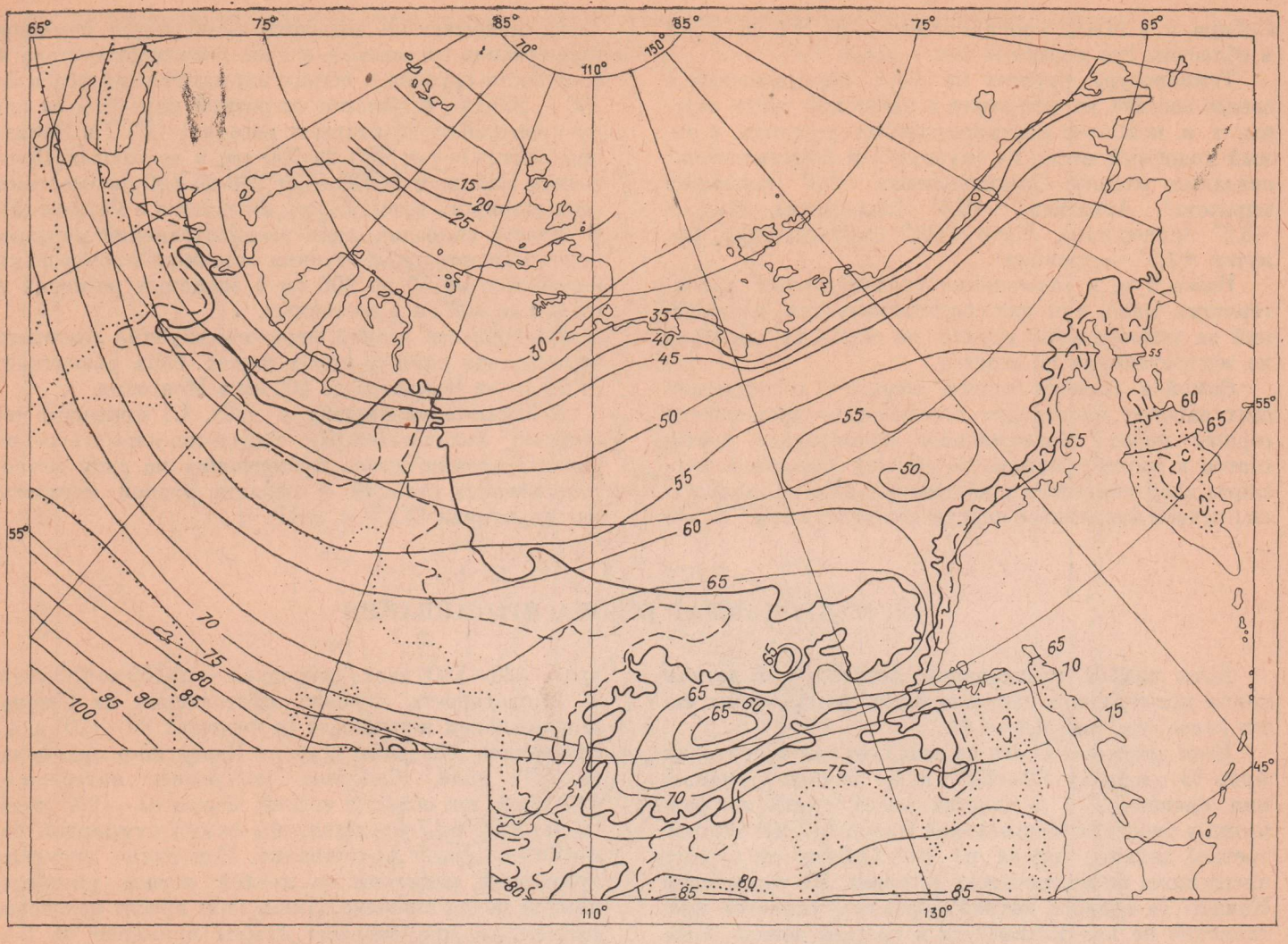

Рис. 4.17. Сумма суммарной радиации за сезон протаивания (ккал/см²).

диации в горах связана с меньшей длительностью сезона протаивания, т. е. с меньшей суммой поступления солнечной радиации (на последнем также сказывается затенение склонами).

Суммы эффективного излучения изменяются, возрастая с севера на юг (рис. 4.20). Наименьшие значения (2,5 ккал/см²) — на дальних арктических островах. Близ границы вечной мерзлоты отмечаются величины: около 15 ккал/см² за сезон в западных регионах и 18 ккал/см² в восточных. Широтное распределение сумм эффективного излучения за сезон протаивания связано с возрастанием к югу как длительности сезона, так и температуры земной поверхности.

Повышенное излучение (более 20 ккал/см²) оказывается в Центральной Якутии, что связано с высокими летними температурами земной поверхности (средняя температура в июле здесь до 24°, на той же широте в Западной Сибири 20°).

В горах Северо-Востока СССР с высотой сумма эффективного излучения уменьшается до 12 ккал/см², а в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — до 14 ккал/см². Это объясняется как сокращением периода протаивания в горах, так и снижением с высотой температуры излучающей поверхности.

Суммы радиационного баланса периода протаивания (рис. 4.21) в отличие от зимнего времени года имеют положительные значения. Они, как и все приходо-расходные компоненты баланса этого сезона, изменяются в основном широтно. Несмотря на общее увеличение потери тепла эффективным излучением к югу, закономерности влияния общего прихода солнечной и поглощенной радиации оказываются превалирующими, и величина радиационного баланса возрастает по мере передвижения с севера на юг. При этом следует заметить, что широтное изменение сезонных сумм радиационного баланса выражено резче, чем месячных, например июля (размытое поле значения 8 ккал/см² на огромной территории континента). Это связано с тем, что в сезонную сумму входит влияние и астрономических факторов (уменьшение высоты солнца к северу), и продолжительности сезона, также уменьшающегося к северу.

Наименьшие значения радиационного баланса отмечаются на дальних арктических островах (менее 10 ккал/см² за сезон). У южной границы сплошной мерзлоты в западных регионах суммы соответствует 22—24 ккал/см², а в восточных — 30—31 ккал/см². У границы островной мерзлоты значения радиационного баланса в западных регионах 26—28 ккал/см², в восточных — 36—38 ккал/см². В высокогорье Северо-Востока СССР суммы радиационного баланса за период протаивания падают до 12—18 ккал/см², а в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — до 26—30 ккал/см².

Мерзлотно-климатические характеристики сезона промерзания по данным метеорологических станций

Станция	Дата начала промерзания	Дата конца промерзания	Длительность сезона, дни	Суммарная радиация за сезон, ккал/см²	Поглощенная радиация за сезон, ккал/см²	Радиационный баланс за сезон, ккал/см²	Тепловой поток в почву за сезон, ккал/см²	Сумма температуры воздуха за сезон, °С	Средняя высота снежного покрова за зиму, см	Средняя температура в самый холодный месяц, °С					Средняя глубина наибольшего сезонного промерзания, см	Наличие мерзлоты на станции
										воздуха	земной поверхности	на глубине 20 см	на глубине 1 м	на глубине 3 м		
СССР																
Бухта Тихая	27/VIII	23/VI	301	34,3	11,8	—0,8	—1,5	—4062	—	—21,5	—22	—	—11,7	—	Полн. промерз.	Мерзлота
Хибины, оп. станция	17/X	27/IV	193	13,3	4,1	—2,3	—2,5	—1603	11,3	—12,8	—13,9	—4,4	—0,7	1,4	111	Сезон. промерз.
Усть-Цильма, опорная	11/X	1/V	203	18,4	3,7	—1,5	—2,5	—2121	31,2	—16,9	—17	—2,8	0,3	2,0	84	
Александровское	12/X	26/IV	197	22,6	6,3	—3,6	—2,5	—2750	27,2	—21,5	—23	—2,0	0,5	—	80	
Новосибирск — Бугры	20/X	15/IV	178	23,4	9,8	—1,2	—2,5	—2290	24,1	—19,0	—20	—6,4	—1,2	3,1	127	
Мыс Челюскина	31/VIII	19/VI	293	38,5	8,0	—7,0	—3	—5356	32,5	—29,6	—31	—24,8	—23,5	—	Полн. промерз.	Мерзлота
Тура	2/X	7/V	218	27,1	10,1	0,7	—3,5	—4916	25,5	—36,7	—37	—13,9	—7,1	—0,7		
Туруханск	5/X	16/V	224	28,7	10,4	—0,3	—2,5	—3918	56,2	—27,1	—28	—6,0	—3,0	1,6	170	Сезон. промерз.
Солянка	15/X	15/IV	183	25,3	10,7	—1,4	—3	—2225	16,6	—18,1	—20	—8,9	—4,4	0,4	277	
Кызыл	14/X	14/IV	183	35,6	16,4	5,7	—3,5	—3944	18,2	—33,7	—32	—12,2	—3,4	1,5	193	
Тулун, агростанция	14/X	15/IV	184	27,2	11,0	—1,5	—3	—2494	23,1	—20,5	—23	—5,4	—1,6	1,2	199	
Иркутск, обсерватория	18/X	11/IV	176	26,8	17,9	4,0	—3	—2419	—	—20,9	—22	—9,1	—1,2	2,5	153	
Улан-Удэ	15/X	11/IV	179	31,1	18,2	—	—2,5	—3082	10,4	—25,4	—27	—	—8,5	0,7	250	
Чита, обсерватория	11/X	14/IV	186	32,7	18,9	2,0	—3	—3166	7,5	—27,7	—29	—15,6	—7,4	—0,3	410	
Олекминск	5/X	27/IV	205	28,0	10,8	—1,2	—3	—4266	20,7	—33,5	—36	—10,4	—5,9	—1,2	Полн. промерз.	Мерзлота
Якутск	3/X	30/IV	210	27,8	8,8	—0,2	—3	—5574	20,8	—43,2	—44	—19,4	—12,2	—4,4		
Зырянка	28/IX	11/V	226	27,7	8,3	—1,4	—4,5	—5671	—	—38,3	—40	—16,5	—8,7	—0,4		
Мыс Шмидта	15/IX	9/VI	268	39,6	15,9	4,0	—4	—4656	31,2	—27,2	—28	—	—15,2	—		
Уэлен	3/X	6/VI	247	32,0	11,1	—0,2	—3	—3303	35,3	—21,6	—23	—	—11,4	—		
Среднекан	28/IX	11/V	226	35,6	8,6	—2,6	—3,5	—5695	—	—37,9	—39	—4,4	—1,8	0,0		
Ключи	21/X	26/IV	188	27,5	9,4	—0,5	—3	—2045	54,8	—16,9	—18	—3,1	0,0	2,6	95	Сезон. промерз.
Благовещенск	20/X	7/IV	170	36,6	18,8	—	—2,5	—2630	11,3	—24,3	—26	—12,0	—5,6	1,0	232	
МНР																
Кобдо	19/X	3/IV	167	35,1	—	—1,1	—2	—2589	1	—25,5	—27	—	—3,8	0,6	291	
Улан-Батор	11/X	13/IV	185	40,5	—	—2,7	—3	—3177	3	—27,4	—29	—19,0	—8,6	—1,3	480	
Дава	6/X	17/IV	194	40,9	—	—1,5	—3	—2533	1	—21,0	—23	—16,8	—11,0	—4,2	540	
Далан-Дзадагад	29/X	25/III	148	34,1	—	+0,8	—2	—1529	3	—15,4	—18	—12,6	—3,5	3,5	177	
Сейн-Шанд	29/X	26/III	149	36,0	—	—1,8	—2	—1867	1	—18,7	—20	—16,5	—6,3	1,9	237	
Чойбалсан	22/X	6/IV	167	36,5	—	—2,3	—2,5	—2440	1	—22,0	—22	—	—7,9	0,4	278	

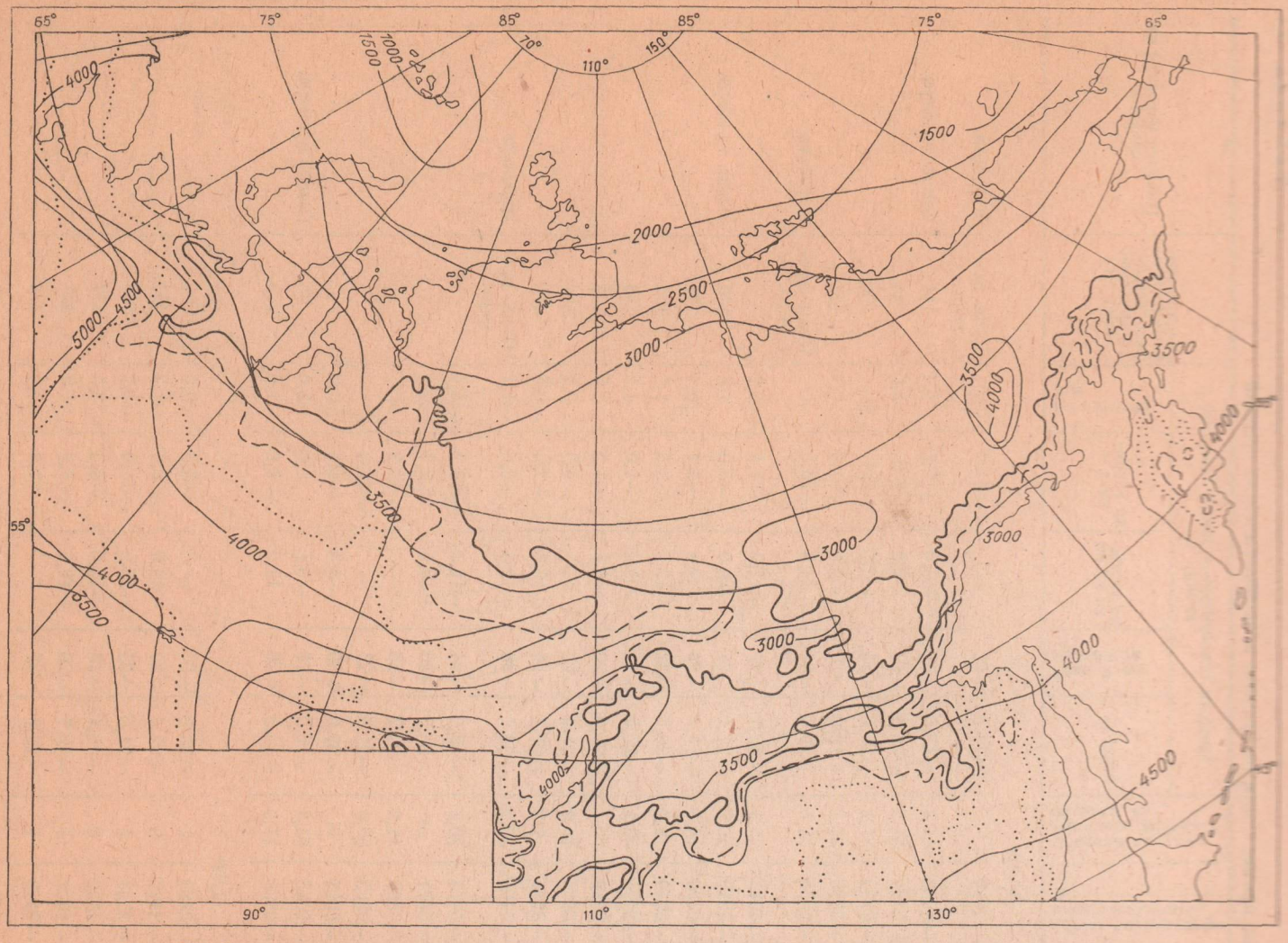

Рис. 4.18. Сумма отражательной способности земной поверхности за сезон протаивания (процento-дни).

Морские влияния на картах составляющих радиационного баланса в период протаивания вырисовываются в меньшей степени, чем зимой (кроме Чукотки). Это связано с совпадением летом как морских, так и наиболее холодных в это время регионов (зимой самые холодные места не на побережье, а на континенте).

Температуры воздуха летнего периода распределяются, с одной стороны, более широтно, с другой — более локально (по местоположениям) по сравнению с зимними температурами (изотермы холодных месяцев вытянуты в основном с северо-запада на юго-восток). Это свидетельствует о том, что летние температуры больше зависят от общего прогревания земли солнечной энергией и в меньшей степени — от циркуляционных условий.

Средние температуры самого теплого месяца по побережью материков в Евразии и в Северной Америке имеют значения примерно 4—10°, а к югу области вечной мерзлоты в континентальной части возрастают до 14—16°. Максимальные температуры по побережью доходят до 20—25°, в континентальной части — до 30—35°.

В горах с высотой температура воздуха летом понижается. Так, в Скандинавии, Альпах и Пиренеях значения температуры самого теплого месяца на больших высотах составляют лишь 4—8°, а в горах Южной Америки даже 0—4°. Таким образом, в горных районах общее годовое выхолаживание создается, по-видимому, не столько за счет зимних температур, сколько за счет пониженных летних.

Характерно, что для области вечной мерзлоты отмечаются самые большие годовые амплитуды температуры воздуха, что говорит о наибольшей континентальности этих регионов. Так, для территории СССР в зоне сплошной мерзлоты отмечаются максимальные амплитуды на земном шаре — средние 50—55°, абсолютные — 60—80°, а в районе полюса холода в Якутии последние доходят до 90—100°; в зоне прерывистой мерзлоты — средние амплитуды 40—45°, абсолютные 60—70°; в зоне островной — 35—40 и 55—60°.

Как уже говорилось, в настоящее время не имеется каких-либо карт сумм температуры за период протаивания, т. е. выше 0°С, для Евразийской территории (такие карты есть только для Канады и Аляски). Имеющиеся карты сумм положительных температур для СССР обычно относятся к вегетационному периоду, то есть берутся выше 10 или 5°С.

Ниже приводится карта сумм положительных температур, построенная нами для области вечной мерзлоты в СССР (рис. 4. 22). Как видно, летние температуры изменяются в основном широтно, как и элементы радиационного баланса. Наименьшие значения (25—50°) отмечаются на арктических ос-

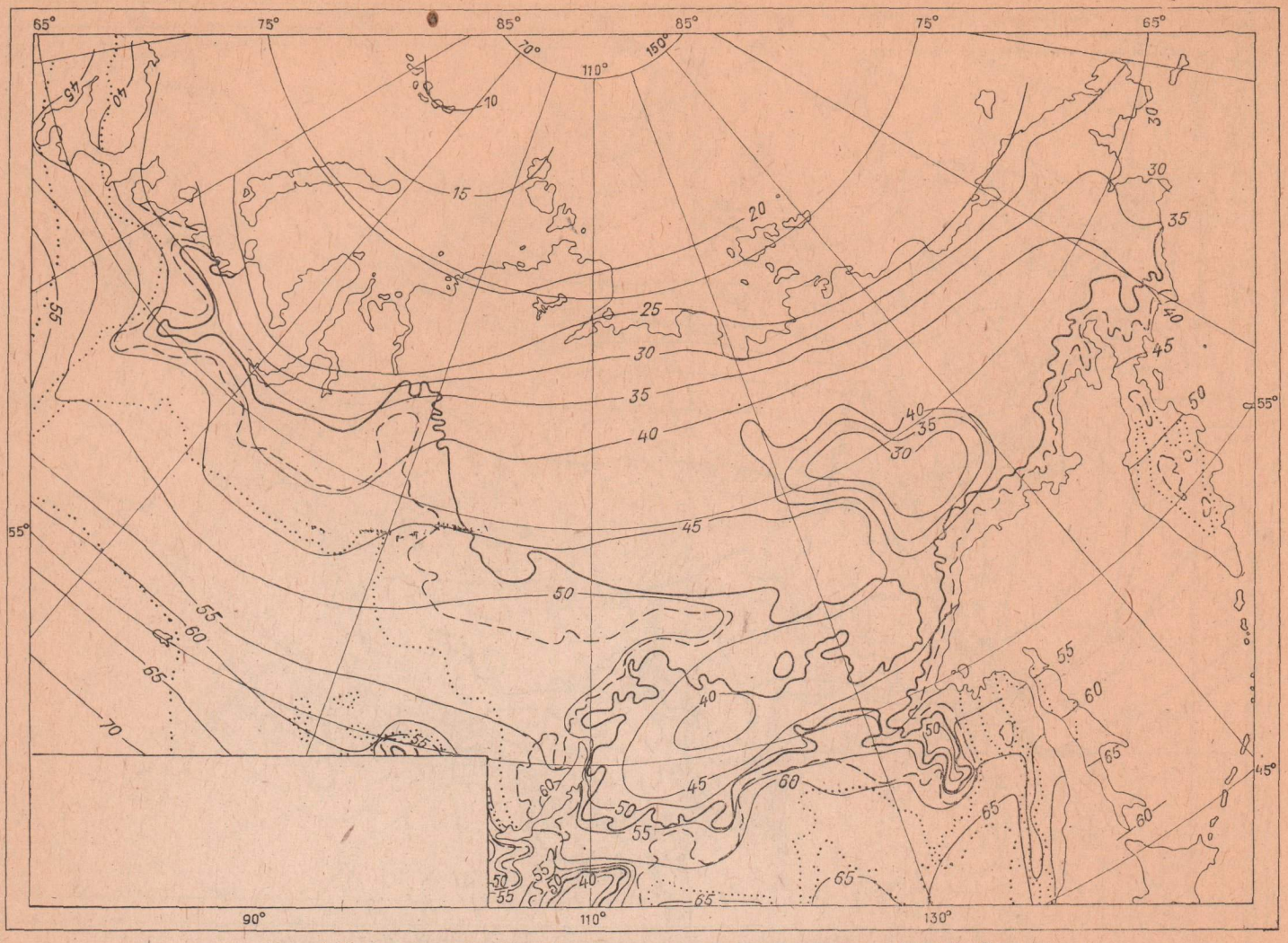

Рис. 4.19. Сумма поглощенной радиации за сезон протаивания (ккал/см²).

тровах, что соответствует как низким величинам их здесь, так и короткому периоду протаивания.

На севере Европейской территории СССР в области сплошной мерзлоты характерны значения до 1000°, прерывистой — до 1200°, островной — до 1400°. В Западной Сибири суммы температур доходят: в области сплошной мерзлоты — до 1200°, прерывистой — до 1400°, островной — до 1400°, т. е. на 200° больше, чем на ЕТС. В Восточной Сибири сплошная мерзлота встречается при летних температурах до 1800°, т. е. на 400° больших, чем в Западной Сибири, и на 800° больших, чем на ЕТС.

В горах Северо-Востока СССР суммы положительных температур в период протаивания снижаются до значений менее 1000°, а в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — до значений менее 1400°.

Анализ карты сумм положительных температур сезона протаивания в Канаде и Аляске (рис. 4.23) показывает, что области сплошной мерзлоты соответствуют значения температур от 250° на севере Канадского архипелага до 1000° близ южной границы ее, в областях прерывистой и островной мерзлоты суммы летних температур примерно 1000°.

Интенсивность прогревания земной поверхности за теплый период, которую мы косвенно оцениваем по температуре воздуха, определяет степень прогревания почвогрунтов, и в частности сезонное протаивание их.

По карте В. Н. Димо (рис. 4.24), на глубине 20 см в самый теплый месяц температура почвы во всей области мерзлоты положительна. При этом наиболее высокие значения характерны, естественно, для более южных районов, а наинизшие — для северных. Так, в области островной и прерывистой мерзлоты преобладают значения температур +16, +20°, в области сплошной — от +16 (за исключением Центральной Якутии — повышена) до +4° и ниже. Несколько пониженные значения (+12, +16°) в горах юга Сибири.

Температура грунта на глубине 3,2 м, по нашим анализам, составляет (в самые теплые месяцы — обычно сентябрь и октябрь): в области сплошной мерзлоты от −0,5 до −2°; прерывистой — от 0 до +4°; островной — от +3 до +7°; спорадической — от +4,5 до +9°; вне области распространения мерзлых пород — выше +7°.

По наблюдениям на глубине 5 м, по мере передвижения с севера-востока на юго-запад в азиатской части СССР имеем (самые теплые месяцы на этой глубине — ноябрь и декабрь): Среднеколымск −2,3° (сплошная мерзлота), Аркагала −4,9° (сплошная), Якутск −2,0° (сплошная), Чита +3,6° (прерывистая), Иркутск +4,3° (островная).

Интенсивность сезонного протаивания возрастает с севера на юг. Так, на территории Якутии, например: на островах арктических морей протаивает за

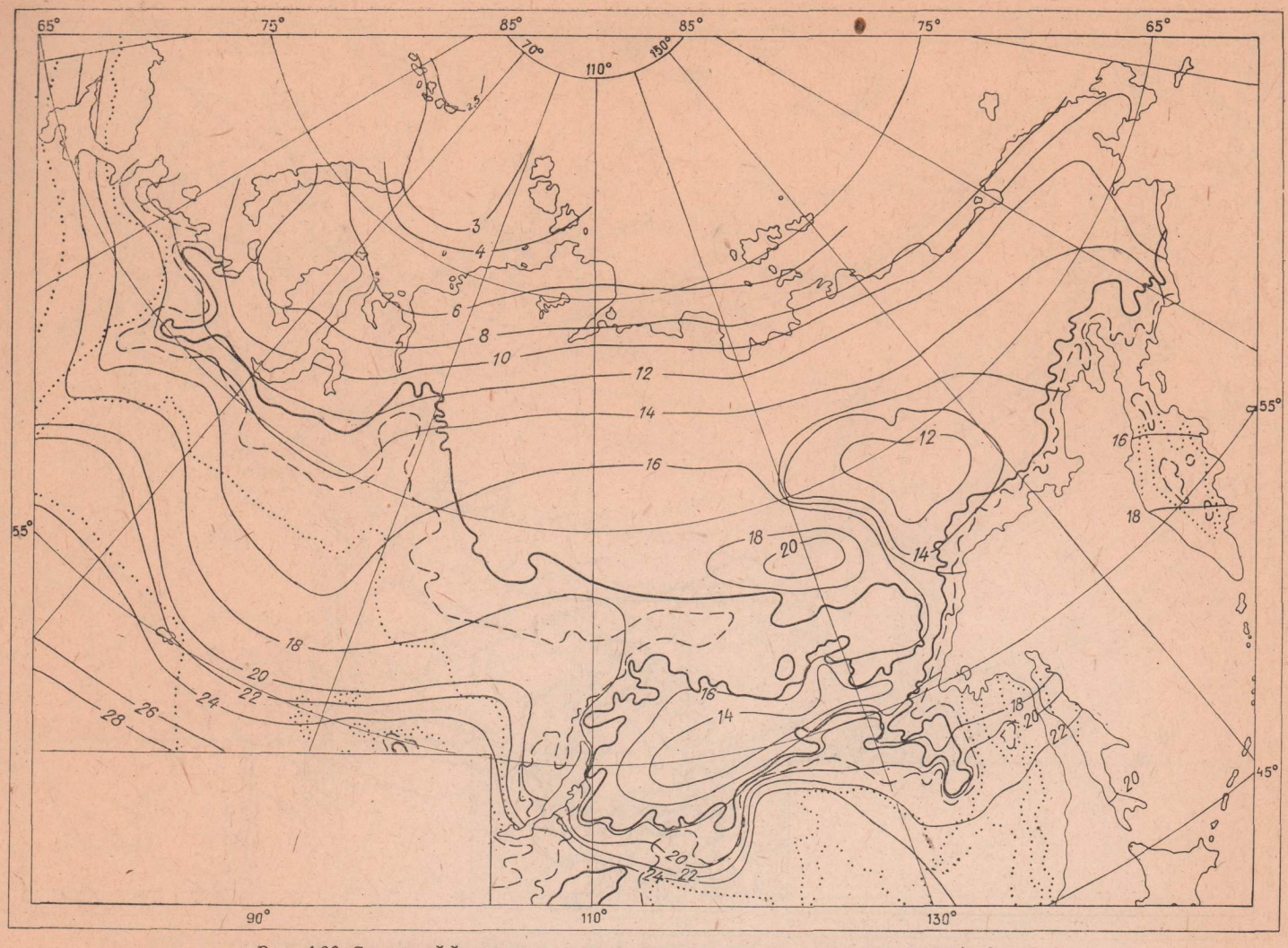

Рис. 4.20. Сумма эффективного излучения за сезон протаивания (ккал/см²).

лето 0,5 м грунта, в Северной Якутии — 0,9—1,0 м, в Центральной — приблизительно 2 м, в Южной — 4—4,5 м и далее, на юге Сибири, 5—6 м. Вне области вечной мерзлоты слой зимнего промерзания за летний период полностью оттаивает.

В заключение раздела в табл. 4.2 приводим мерзлотно-климатические характеристики по ряду станций СССР и МНР.

4.3. МАКРОКЛИМАТ ГОДА

На рис. 4.25 дается более детальное распределение прихода солнечной радиации на территории СССР, чем это было представлено на мировой карте (см. рис. 3.2). Как видно, годовая сумма суммарной радиации изменяется с севера на юг, возрастая по стране от значений немногим менее 60 ккал/см² на дальних приатлантических островах до 150 ккал/см² в предгорьях Средней Азии. Строго широтное распределение этой составляющей, т. е. чистая зависимость ее от астрономических факторов, наблюдается только в южных регионах.

На большей части территории СССР на приходе суммарной радиации за год сильно сказывается влияние облачности, или степени континентальности климата. Преуменьшенные значения суммарной радиации отмечаются в приморских районах. В континентальных регионах Центральной Якутии, например, сумма радиации за год примерно на 10—15 ккал/см² больше, чем в западных регионах. Близ южной границы сплошной мерзлоты в Западной Сибири отмечаются значения примерно 77 ккал/см², а в Восточной Сибири — более 100 ккал/см².

В горах Северо-Востока СССР, Южной Сибири и Дальнего Востока годовые суммы суммарной радиации несколько снижены, но не столь существенно (в пределах 3—5 ккал/см²). Это связано с тем, что в горах меньший приход прямой солнечной радиации вследствие затенения склонами компенсируется большим приходом рассеянной радиации, отраженной к земле от низких облаков и склонов.

Средняя за год отражательная способность земной поверхности на территории СССР (рис. 4.26) изменяется от 60% на дальних арктических островах до 27% в предгорьях Средней Азии. В сумме за год это составляет от 22 тыс. процento-дней в Арктике до 10 тыс. процento-дней в Средней Азии. Большие значения альбедо в высоких широтах связаны с длительным залеганием здесь снежного покрова.

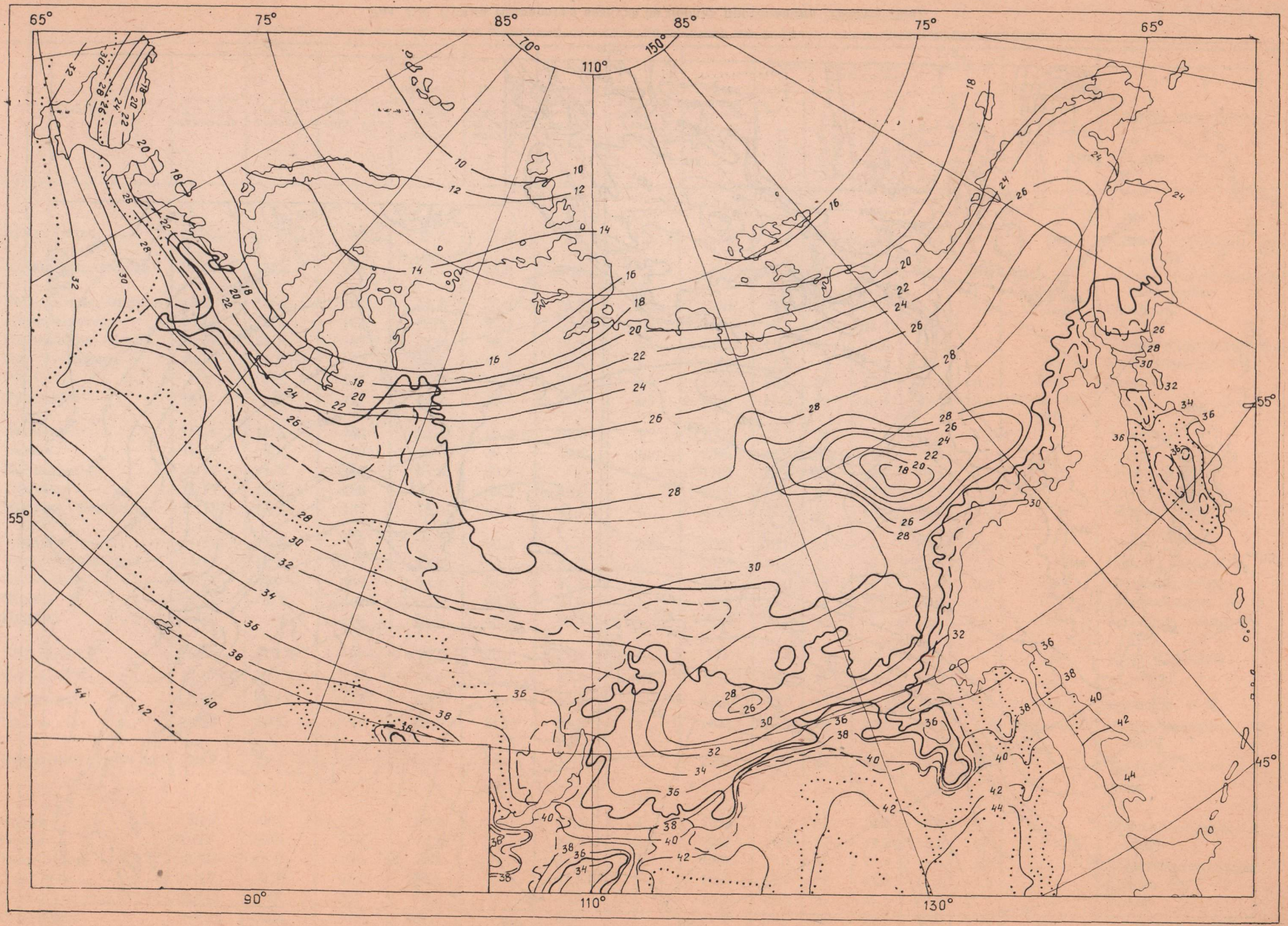

Рис. 4.21. Сумма радиационного баланса за сезон протаивания (ккал/см²).

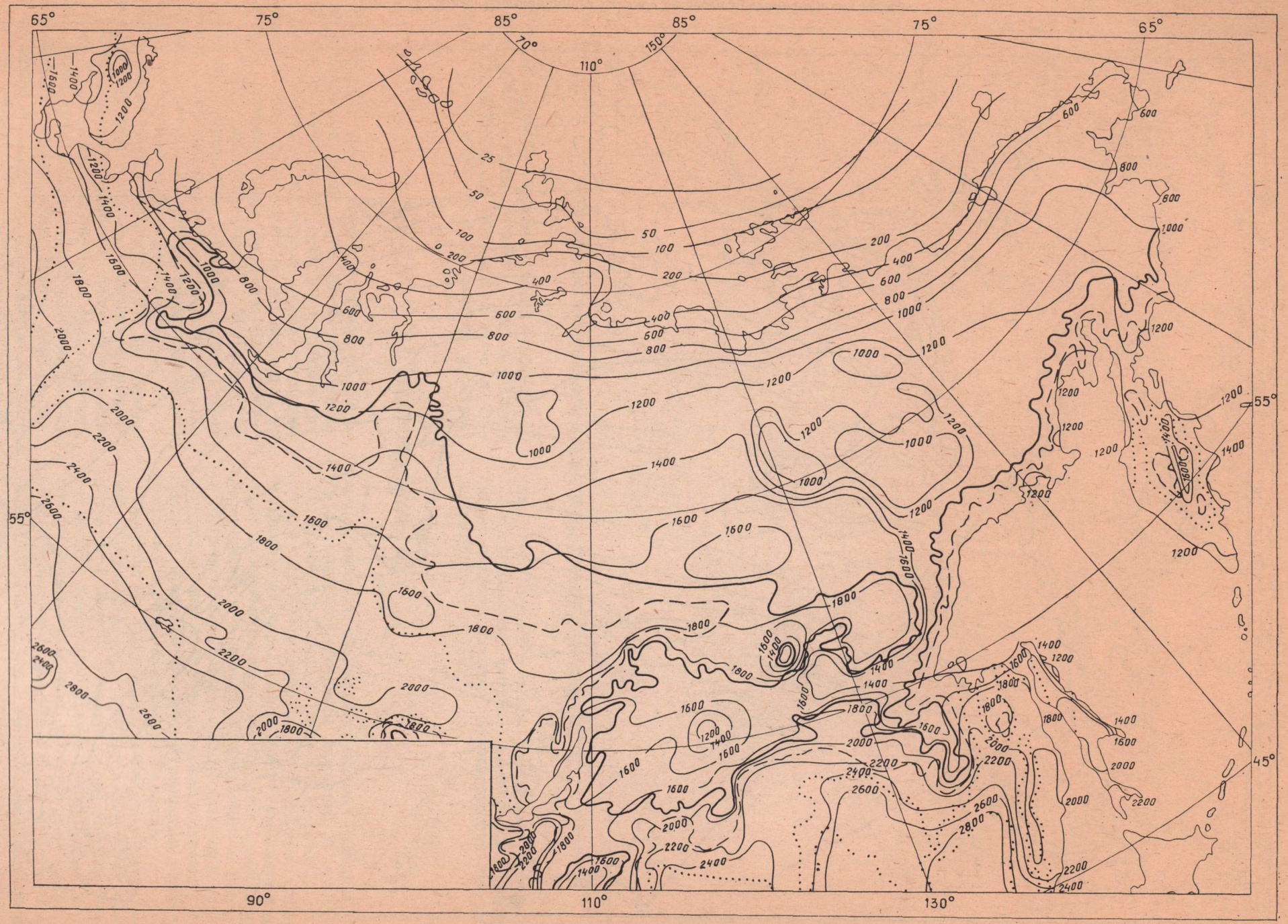

Рис. 4.22. Сумма температур воздуха за период протаивания (градусо-дни).

Таблица 4.2

Мерзлотно-климатические характеристики сезона протаивания по данным метеорологических станций

Станция	Дата начала протаивания	Дата конца протаивания	Длительность сезона, дни	Суммарная радиация за сезон, ккал/см²	Поглощенная радиация за сезон, ккал/см²	Радиационный баланс за сезон, ккал/см²	Тепловой поток в почву за сезон, ккал/см²	Сумма температуры воздуха за сезон, °С	Средняя температура в самый теплый месяц, °С: воздуха	земной поверхности	на глубине 20 см	на глубине 1 м	на глубине 3 м	Средняя глубина наибольшего сезонного протаивания, см	Состав почвогрунта
СССР															
Бухта Тихая	23/VI	27/VIII	64	22,7	19,4	9,6	1,5	58	1,2	3	—	—1,4	—	68	Камень, гравий с суглинком
Хибины, оп. станция	27/IV	17/X	172	54,3	42,0	27,0	2,5	1382	13,5	16,7	12,0	9,3	5,3	Полн. оттаив.	Песок сцементированный, щебень
Усть-Цильма, опорная	1/V	11/X	162	54,4	43,0	28,3	2,5	1430	14,1	16	15,0	11,2	6,4		Суглинок
Александровское	26/IV	12/X	168	60,7	46,3	30,4	2,5	1810	17,1	20	16,2	12,6	—		»
Новосибирск—Бугры	15/IV	20/X	187	73,0	59,4	37,7	2,5	2290	18,7	24	19,0	13,8	8,2		Чернозем суглинистый
Мыс Челюскина	19/VI	31/VIII	72	28,1	20,8	15,4	3	80	1,5	5	1,5	—1,0	—	65	Каменистый песок
Тура	7/V	2/X	147	52,9	41,0	27,2	3,5	1502	16,3	20	13,5	6,4	—0,5	283	Суглинок
Туруханск	16/V	5/X	141	50,2	38,7	24,9	2,5	1365	15,8	19	16,1	9,9	3,9	Полн. оттаив.	»
Солянка	15/IV	15/X	182	73,4	59,8	37,6	3	2064	18,3	22	17,7	11,2	5,5		Чернозем
Кызыл	14/IV	14/X	182	83,3	66,8	43,6	3,5	2365	19,6	23	17,0	8,3	4,4		Песок
Кобляково	20/IV	6/X	168	63,5	53,1	—	3	1765	17,1	23	18,1	10,4	4,2		Суглинок
Хомутово	11/IV	15/X	186	75,6	63,0	40,8	3	2018	17,5	23	19,8	14,6	7,3		Супесь, песок
Иркутск, обсерватория	11/IV	18/X	189	75,0	64,5	42,1	3	2048	17,6	22	16,8	10,5	5,3		Суглинок
Улан-Удэ	11/IV	15/X	186	75,1	60,0	—	2,5	2222	18,6	24	—	15,0	7,2		Песок
Чита, обсерватория	14/IV	11/X	179	74,2	59,7	35,7	3	2090	18,8	23	19,0	12,2	3,8		Песок с галькой
Олекминск	27/IV	5/X	160	64,3	54,5	37,1	3	1868	18,5	23	16,5	9,0	0,2	340	Суглинок, глина
Якутск	30/IV	3/X	155	60,8	49,9	29,5	3	1866	18,7	24	17,5	7,3	—1,5	193	Илистый песок, песок
Нюрба	3/V	1/X	150	58,8	45,9	28,7	3	1673	17,2	22	—	3,0	—0,8	180	Суглинок, глина, песок
Мыс Шмидта	9/VI	15/IX	97	34,2	26,7	22,3	4	271	3,8	8	—	—0,9	—	94	Песок с галькой
Островное	16/V	21/IX	127	54,5	41,5	27,4	4,5	1145	12,9	16	12,7	5,2	—	160	» »
Среднекан	11/V	28/IX	139	60,5	43,0	26,0	3,5	1431	15,3	18	11,4	5,4	0,9	316	Суглинок, торф
Ключи	26/IV	21/X	177	66,6	51,9	36,2	3	1652	14,7	19	15,8	10,4	4,5	Полн. оттаив	Песок, суглинок, щебень
Благовещенск	7/IV	20/X	195	80,4	63,0	—	2,5	2680	21,4	26	22,0	15,4	8,2		Суглинок, песок
МНР															
Кобдо	3/IV	19/X	198	89,0	—	31,3	2	2455	19,1	25	22,4	15,7	9,4		Щебнистый песок
Мурэн	11/IV	16/X	187	83,2	—	34,4	2,5	2041	16,8	23	19,3	11,5	6,9		Супесь
Улан-Батор	13/IV	11/X	180	78,1	—	39,3	3	1962	17,1	21	17,1	9,6	2,9		Щебнистый суглинок
Дава	17/IV	6/X	171	80,1	—	34,3	3	1596	13,7	17	15,2	11,1	4,3		Супесь
Далан-Дзадагад	25/III	29/X	217	99,2	—	38,6	2	2961	21,3	25	24,5	18,8	12,5		Песок
Сайн-Шанд	26/III	29/X	216	103,6	—	38,6	2	3110	23,1	28	24,0	18,9	10,4		Щебнистая супесь
Чойбалсан	6/IV	22/X	198	87,8	—	37,8	2,5	2559	20,8	26	18,4	14,9	7,3		Щебнистый песок, глина

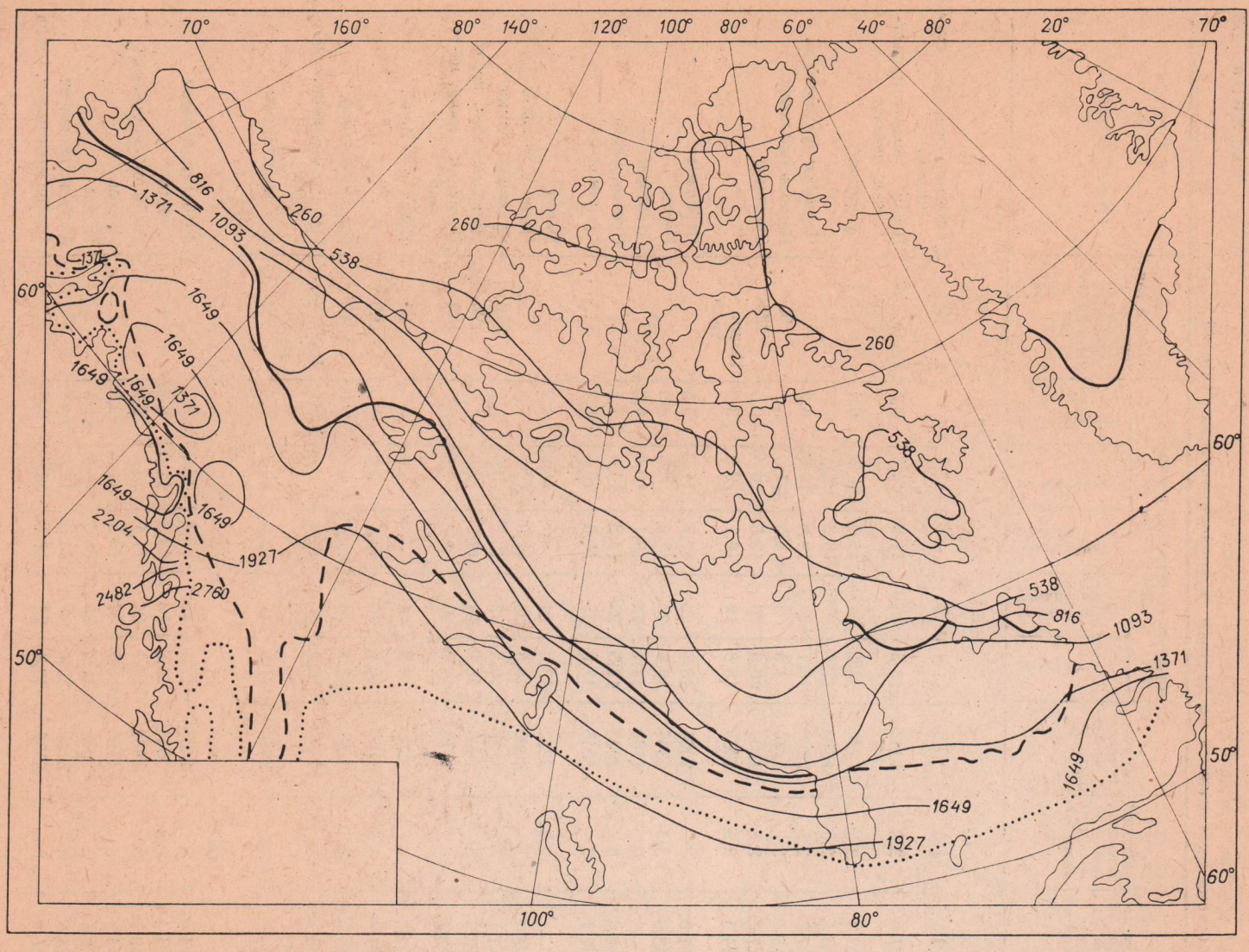

Рис. 4.23. Сумма температур воздуха за сезон протаивания (градусо-дни) в Северной Америке [Alaska regional profiles, 1974; Thompson, 1963].

В пределах области вечной мерзлоты среднее альбедо у границы сплошной мерзлоты соответствует 38% (14 тыс. процento-дней) в западных регионах и 34—38% (12,5—14 тыс. процento-дней) в восточных.

В горах отражательная способность земной поверхности резко возрастает. Особенно это характерно для гор Северо-Востока страны, где длительно лежащий снег, ледники и крутые склоны отражают большое количество солнечной энергии, составляющей в среднем за год до 72%, или 26 тыс. процento-дней.

Построенная нами карта годового альбедо является первой среди работ по климатологии теплового баланса. Так, в наиболее полном исследовании альбедо земной поверхности [Мухенберг, 1963] рассматриваются только месячные значения их. В соответствии с особенностями распределения суммарной радиации и среднего альбедо годовые суммы поглощенной радиации (рис. 4.27) распределяются несколько широтно, особенно в южных регионах. Некоторые отклонения от широтных направлений имеют место в приморских и наиболее континентальных регионах, а также в горах.

Значения поглощенной радиации на территории СССР изменяются от 25 ккал/см² на дальних приатлантических островах в Арктике до 100—110 ккал/см² в предгорьях Средней Азии. В зоне сплошной мерзлоты в Западной Сибири значения поглощенной радиации доходят до 45 ккал/см², в Восточной Сибири — до 60 ккал/см².

В горах Северо-Востока страны поглощенная радиация снижается до 40 ккал/(год · см²), в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — до 50 ккал/(год · см²).

Представленная нами карта годовой суммы поглощенной радиации детальнее, чем это сделано в работах ГГО [Барашкова и др., 1961; Берлянд, Мухенберг, 1963].

Потеря тепла эффективным излучением за год также изменяется, возрастая с севера на юг (рис. 4.28). Наименьшие значения его (менее 15 ккал/см²) отмечаются на холодных и облачных дальних приатлантических островах. У границы сплошной мерзлоты в западных регионах сумма эффективного излучения составляет около 23 ккал/см², в восточных — 28 ккал/см².

В предгорьях Средней Азии за год излучением теряется около 40 ккал/см², в горах Северо-Востока СССР, Южной Сибири и Дальнего Востока — около 30—35 ккал/см². В первом случае это примерно на 5 ккал/см² больше, а в последних на 5 ккал/см² меньше, чем на ближайших равнинах. Малые разли-

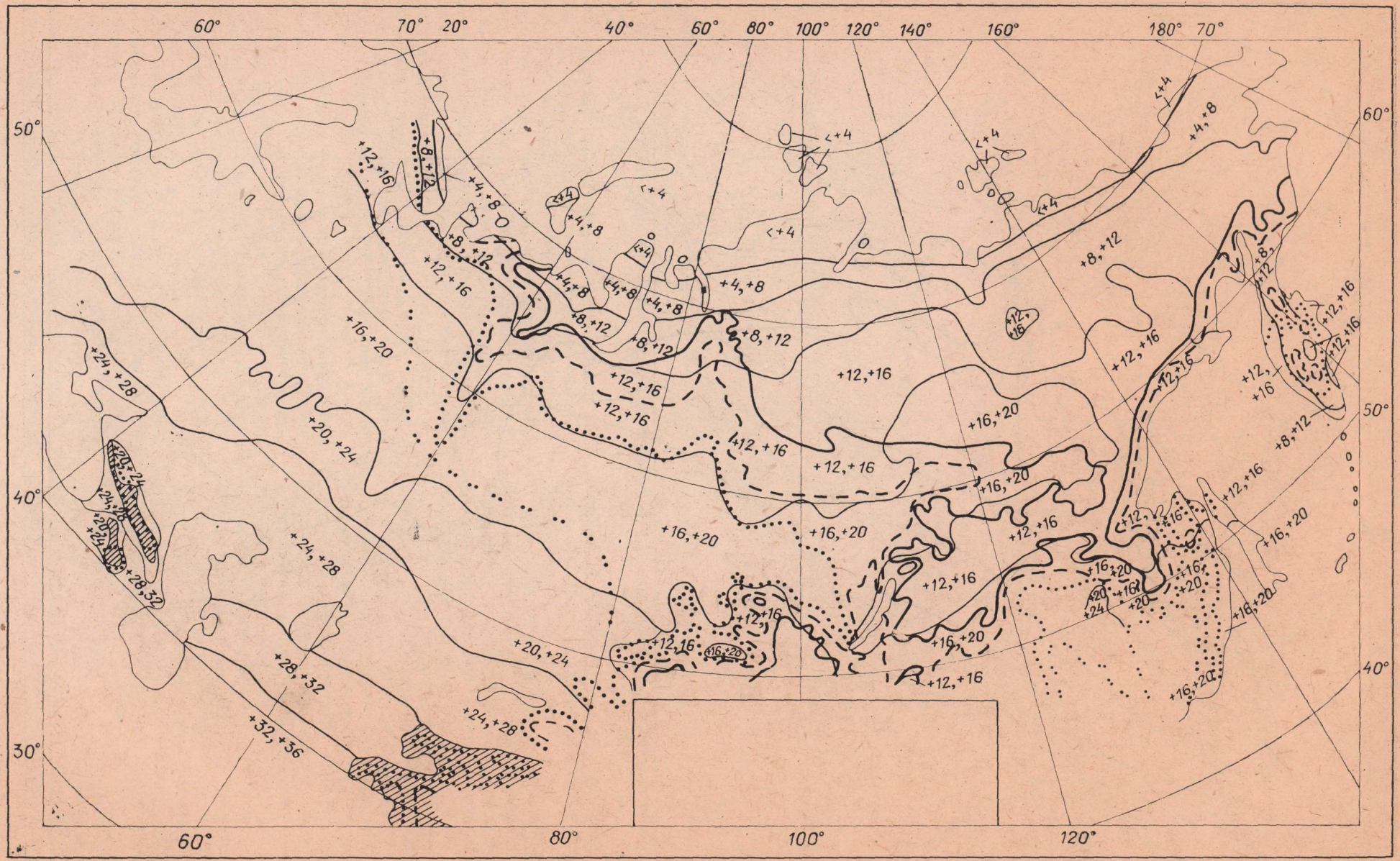

Рис. 4.24. Средняя температура почвы (°С) в самый теплый месяц на глубине 0,2 м [Димо, 1972].
Косая штриховка — районы, где нет температурных данных.

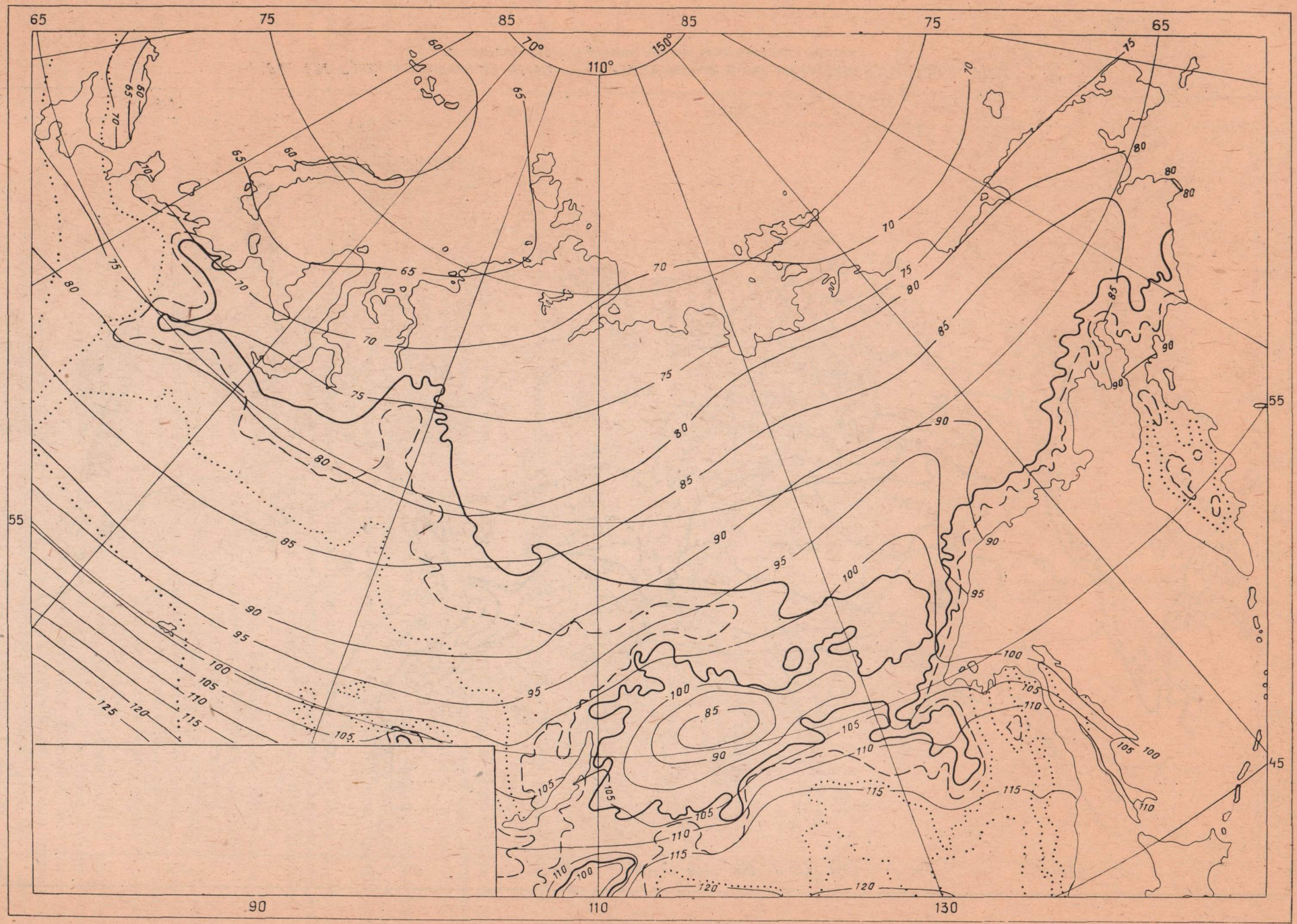

Рис. 4.25. Сумма суммарной радиации за год (ккал/см²).

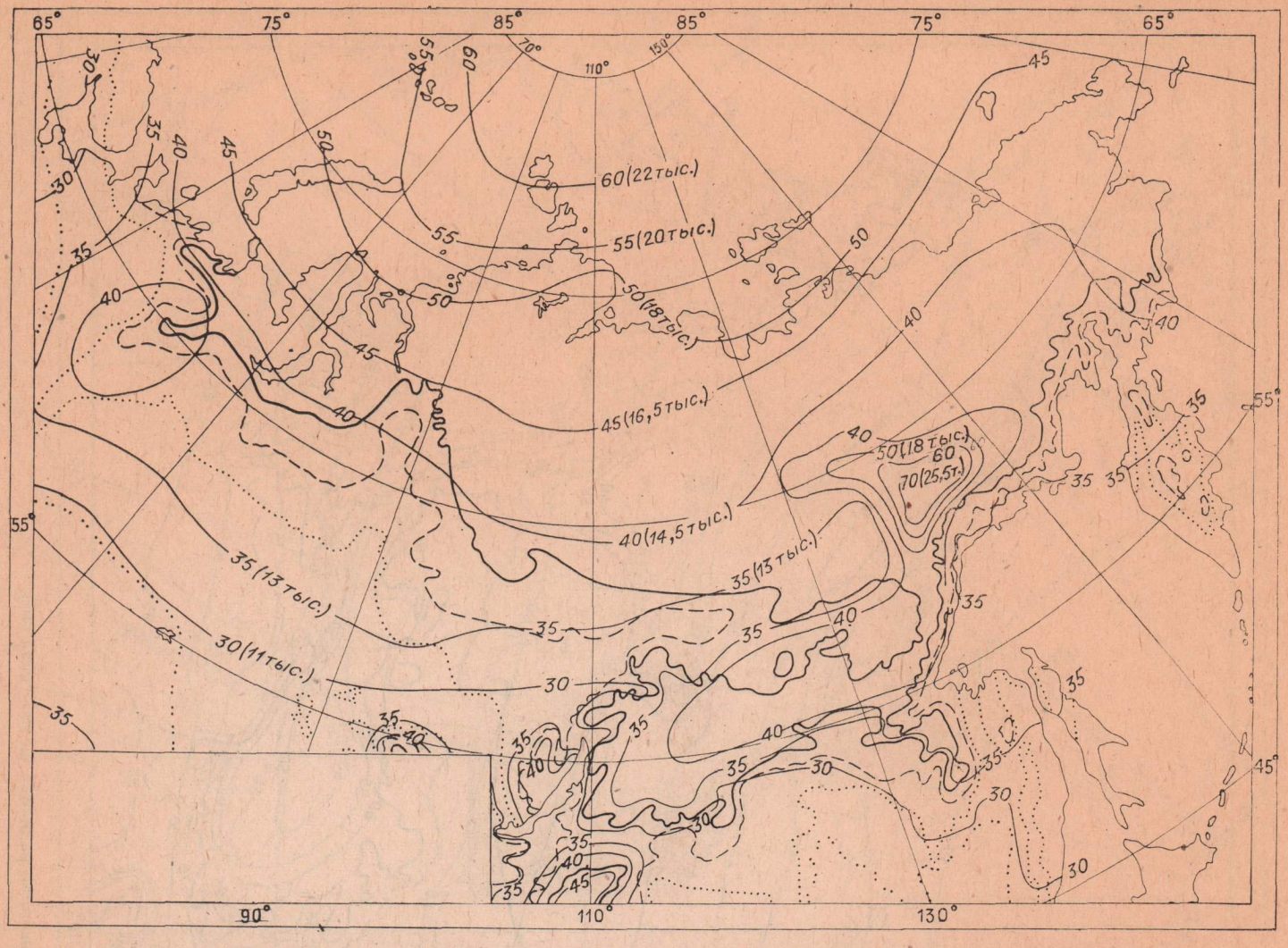

Рис. 4.26. Отражательная способность земной поверхности за год — средняя (%) и сумма (проценто-дни).

чия в потере тепла излучением за год в горах и на равнинах связаны, по-видимому, с повышенным излучением в горах зимой при более высокой температуре (температурная инверсия). Это несколько компенсирует малую потерю тепла излучением в горах летом. Характерно, что в горах Северо-Востока эффективное излучение с высотой вначале уменьшается, а затем возрастает, что связано с особенностями температурных условий.

Приводимая нами карта годовых сумм эффективного излучения более детальна, чем карты других авторов [Барашкова и др., 1961; Ефимова, Строкина, 1963].

На рис. 4.29 дана карта сумм радиационного баланса за год. Значения их распределяются почти широтно с искажением в приморских и наиболее континентальных регионах, а также в горах. Годовые суммы радиационного баланса изменяются по территории СССР от нулевых величин на самых дальних арктических островах до 50 ккал/см² в предгорьях Средней Азии.

Радиационный баланс у границы сплошной мерзлоты в западных регионах около 23 ккал/см² за год, в восточных — около 30 ккал/см² и больше.

В горах Северо-Востока страны радиационный баланс снижается до значений менее 5 ккал/см², что связано с большой потерей тепла радиации в горах отражением и излучением. В горах Южной Сибири и Дальнего Востока величины радиационного баланса понижаются до значений менее 10 ккал/см².

Представленная карта является более детальной, чем, например, у Е. П. Барашковой и др. (1961). Они дают карту годового радиационного баланса через 10 ккал/см². Мы имели возможность провести изолинии через 5 ккал/см².

Совместное действие радиационных и циркуляционных факторов, как уже говорилось, отражается на температурных условиях региона.

На рис. 4.30 дается распределение средних за год значений температуры воздуха. Как можно заметить, для ряда областей, особенно Сибири, имеется близкое соответствие между характером многолетнего промерзания горных пород и средней годовой температурой воздуха (в конфигурации). Так, на территории Западной Сибири и юго-запада Восточной Сибири западная граница криолитозоны и изотермы направлены с северо-запада на юго-восток. Нарушение в ориентировке температур и вечной мерзлоты вносят Уральские горы, реки Енисей и Лена и горы юга и востока Сибири и Дальнего Востока.

Можно отметить, что большим рекам Сибири (Обь, Енисей, Лена) принадлежит исключительная роль в прогревании окрестностей. Как изолинии температуры воздуха, так и границы вечной мерзлоты,

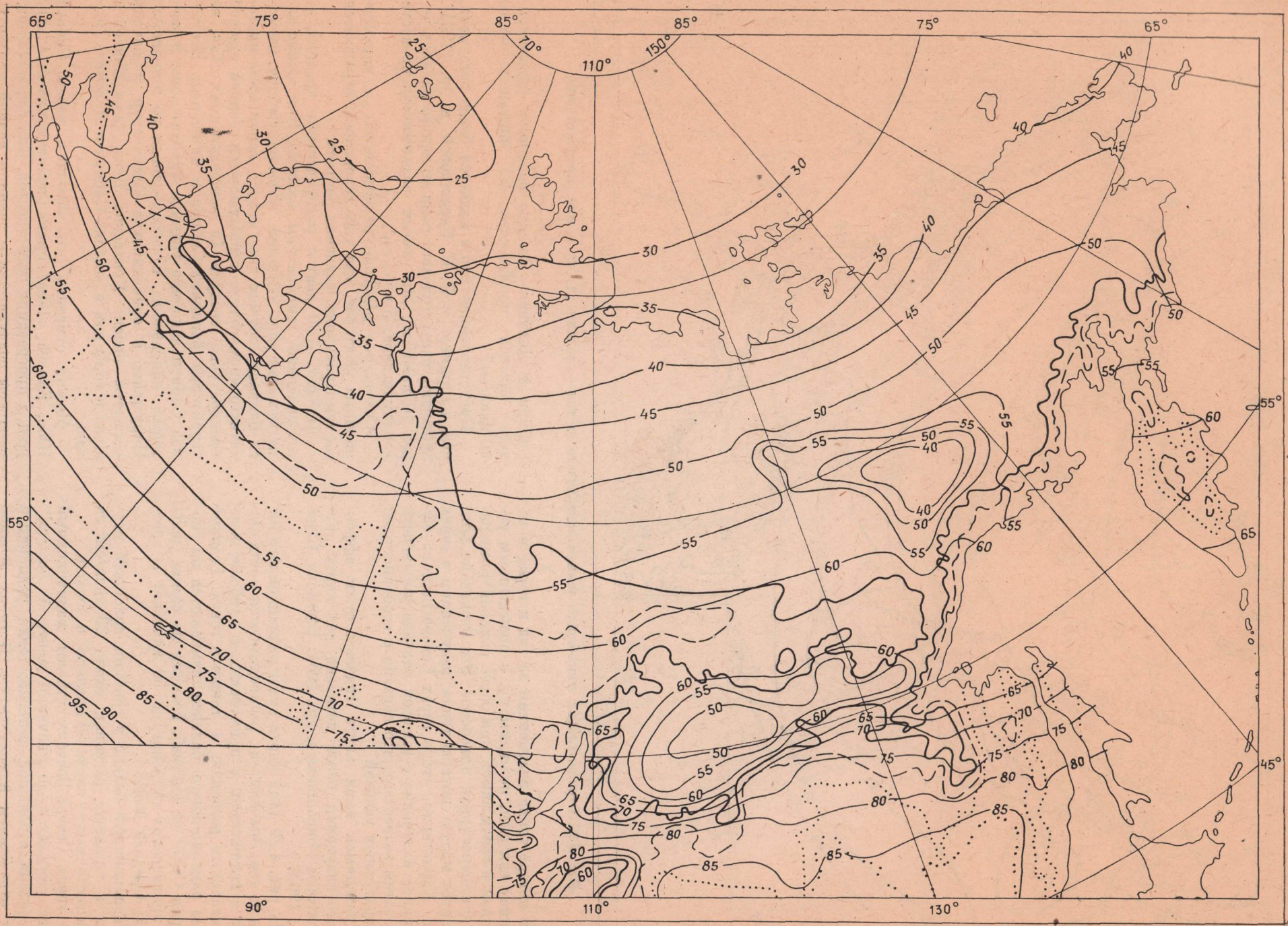

Рис. 4.27. Сумма поглощенной радиации за год (ккал/см²).

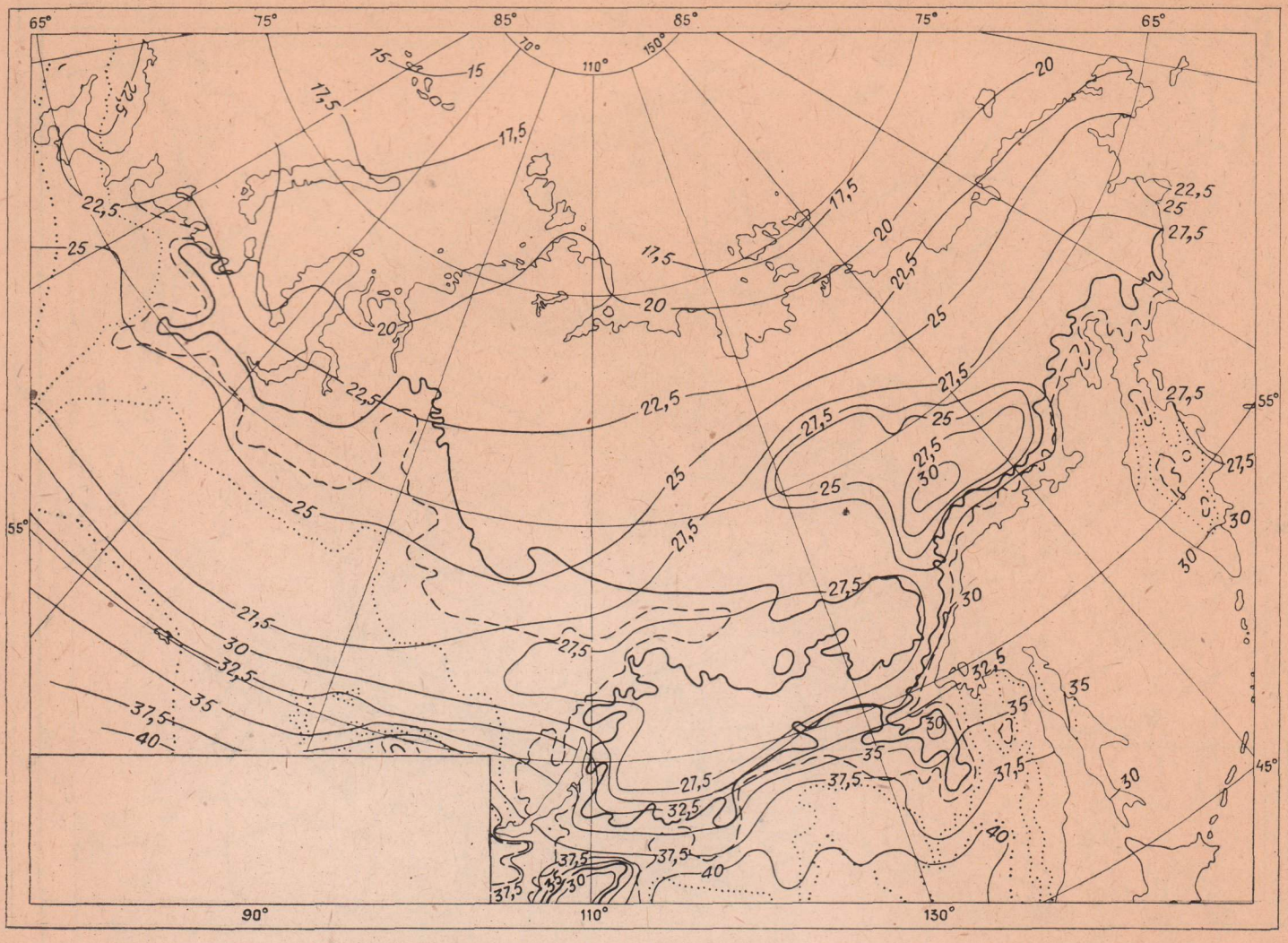

Рис. 4.28. Сумма эффективного излучения за год (ккал/см²).

приближаясь к этим водоемам, выгибаются к северу, т. е. оконтуривают более теплые участки.

Отмечаются принципиальные различия в закономерностях распределения температуры с высотой в горах различных регионов. В горах восточной половины Среднесибирского плоскогорья и северо-востока Якутии средняя годовая температура воздуха с высотой повышается (инверсия), в горах Кольского полуострова (как и в Скандинавии), Урала, юга Сибири, Дальнего Востока — понижается. В горах северо-восточной окраины СССР (Чукотка) на склонах и долинах, обращенных к Ледовитому океану, температура воздуха с высотой повышается, а на склонах и долинах, обращенных к Тихому океану,— понижается. Соответствующих закономерностей следует ждать и от вечной мерзлоты.

Наиболее холодными в температурном отношении являются: бассейны рек Яны и Индигирки в предгорьях Верхоянского хребта и хр. Черского (−16,5, −17,5°), затем — низовья р. Индигирки, восточная половина Таймыра, массив Анабарского щита (−15, −15,5°).

Однако, совпадая в основном по конфигурации (более холодные и более теплые области), изолинии температур и криолитозон не имеют идентичного совпадения по абсолютным величинам. Так, граница сплошной мерзлоты проходит: на северо-востоке Европейской территории — в диапазоне температур −5, −6°; в Западной Сибири (до р. Енисей) — от −6 до −8°; в Восточной Сибири изолинии температур и границы мерзлоты почти совпадают в пределах −8, −9°. Далее граница сплошной мерзлоты обрамляет горные районы примерно по изотерме −7, −8°.

Граница прерывистой мерзлоты на северо-востоке ЕТС пересекает термоизолинии от −3 до −4°; в Западной Сибири — от −4,5 до −8,5°; в Восточной — от −6 до −7° и далее обрамляет горные массивы по изолиниям −4, −5°.

Границы островной мерзлоты проходят на севере ЕТС в пределах температур −1, −3°; в Западной Сибири — от −2 до −5° (почти параллельно), в Восточной — почти по −3°, на Дальнем Востоке — от −2 до −3°.

В целом наибольшая увязка границ криолитозоны с определенными значениями температур воздуха характерна для территории наиболее континентального климата (Восточная Сибирь, горные районы юга Сибири и Дальнего Востока) и меньшая — для более морских территорий. Последнее особенно относится к северо-востоку ЕТС и северо-западу Западной Сибири, где границы криолитозоны направлены почти широтно (за исключением Урала), а изолинии температур — с северо-запада на юго-восток. Такое «несоответствие» многолетнего промерзания горных пород современному климату может говорить о релик-

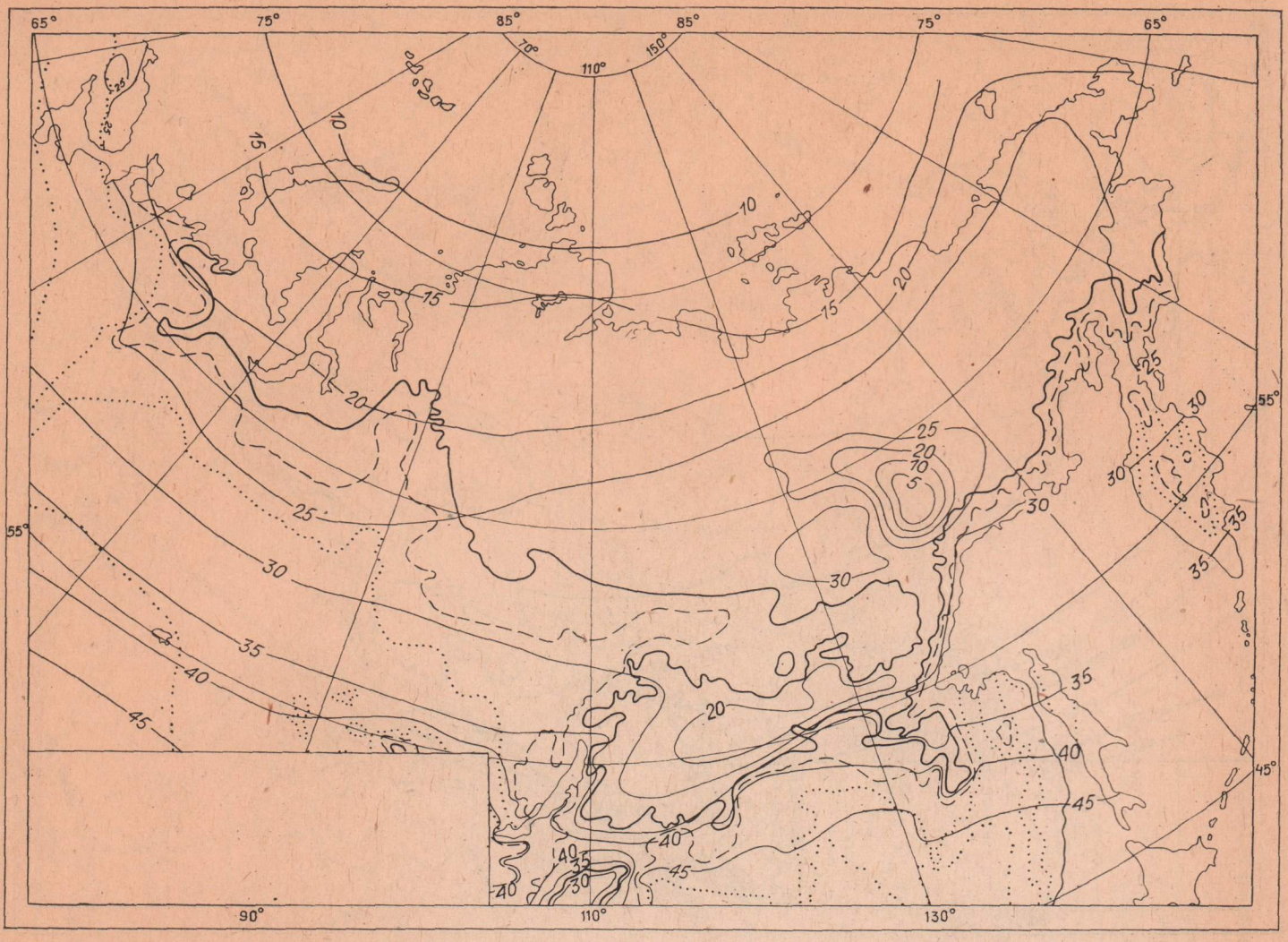

Рис. 4.29. Сумма радиационного баланса за год (ккал/см²).

товом характере мерзлоты в этих регионах, с одной стороны, а с другой — о большом влиянии микроклиматических и еще большем наноклиматических факторов, т. е. о влиянии мохово-торфяного покрова при условиях избыточно увлажненной тундры.

Диапазон температур в пределах двух градусов для границы той или иной мерзлоты и для континентальных регионов СССР может свидетельствовать о влиянии в отдельных случаях местных физико-географических факторов. Кроме того, нуждаются в уточнении и сами геокриологические карты, так же как и температурные (в некоторых районах сеть метеорологических станций еще недостаточна).

Как можно заметить, западная и южная границы мерзлоты (островной) в пределах СССР проходят не по нулевой изотерме, а по несколько низким значениям (−1, −3°). Это связано с влиянием снежного покрова на тепловой режим почвогрунтов. Однако в районах со средней годовой температурой 0, −1° многолетнее промерзание горных пород может встречаться в особых условиях нанорельефа или нанопокрова, что соответствует области спорадического распространения мерзлоты. Вечная мерзлота на Дальнем Востоке (восточная ветвь БАМа) отмечается, при соответствующих условиях, обычно под маревыми участками даже при температурах +1, +2°. Поэтому нулевую изотерму мы можем назвать «границей потенциального развития вечной мерзлоты», а изотерму −1, −3° — «границей реального развития вечной мерзлоты».

На рис. 4.31 представлено распределение средней годовой температуры земной поверхности (летом — поверхность взрыхленной площадки, зимой — поверхность снега). Как видно, закономерности распределения абсолютных значений температуры и соотношений их с границами вечной мерзлоты почти такие же, как и температуры воздуха. Как уже говорилось, разница средних годовых величин земной поверхности и воздуха в большей части области вечной мерзлоты близка 0°. Только в южном обрамлении карты температуры земной поверхности примерно на 1° выше температур воздуха, что связано, по-видимому, с увеличением к югу продолжительности теплого периода, когда температура земной поверхности (летом) постоянно выше температуры воздуха.

Для удобства сравнения с картами отрицательных и положительных сумм температур (см. рис. 4.12 и 4.22) на рис. 4.32 и 4.33 годовые температуры приведены в виде сумм (в градусо-днях). Закономерности распределения температуры на них в общем остаются теми же, что и на предыдущих рисунках (средних годовых), иные лишь количественные показатели, а также связанные с ними подробности отображения. В последнем случае получается

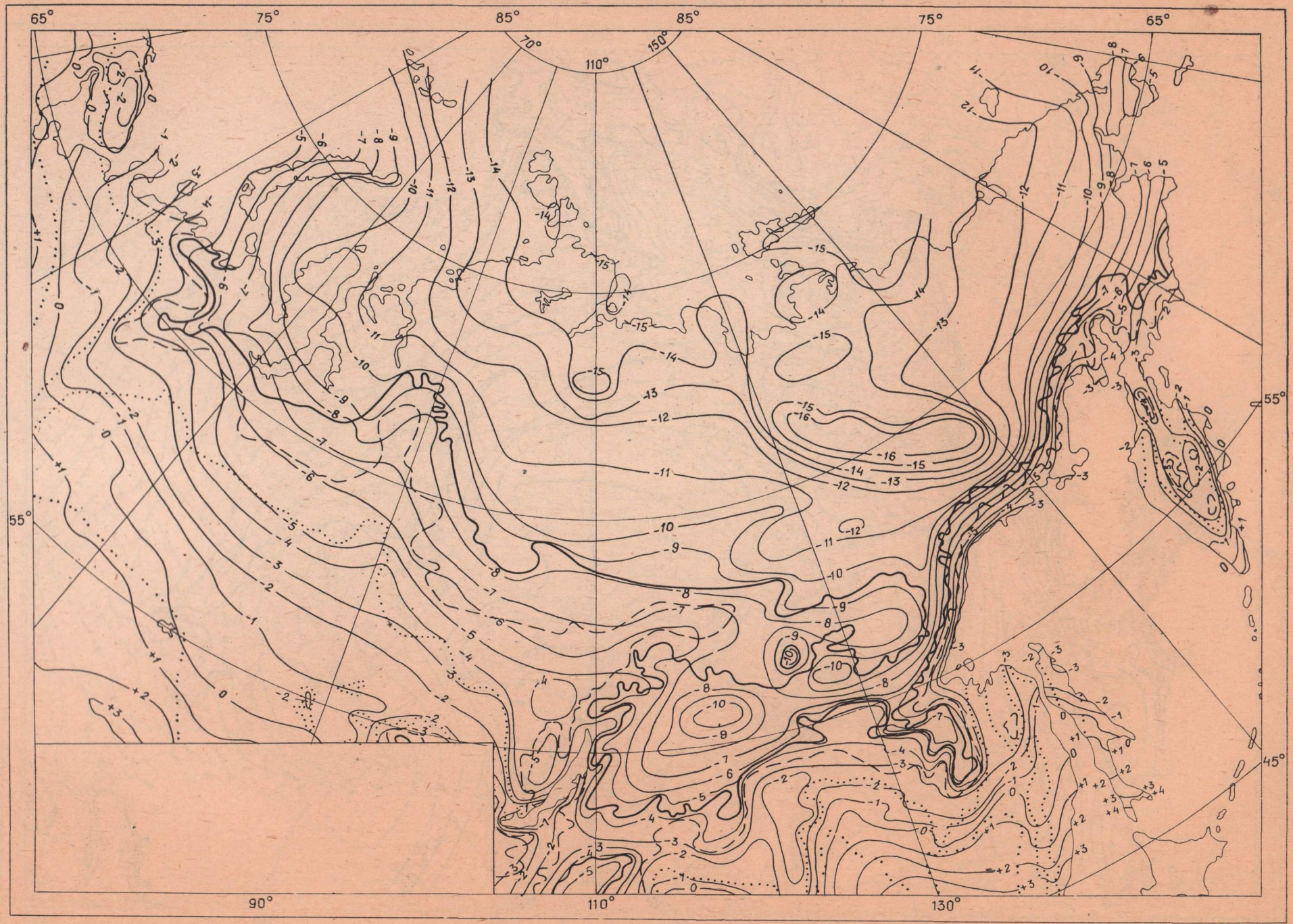

Рис. 4.30. Средняя годовая температура воздуха (°С).

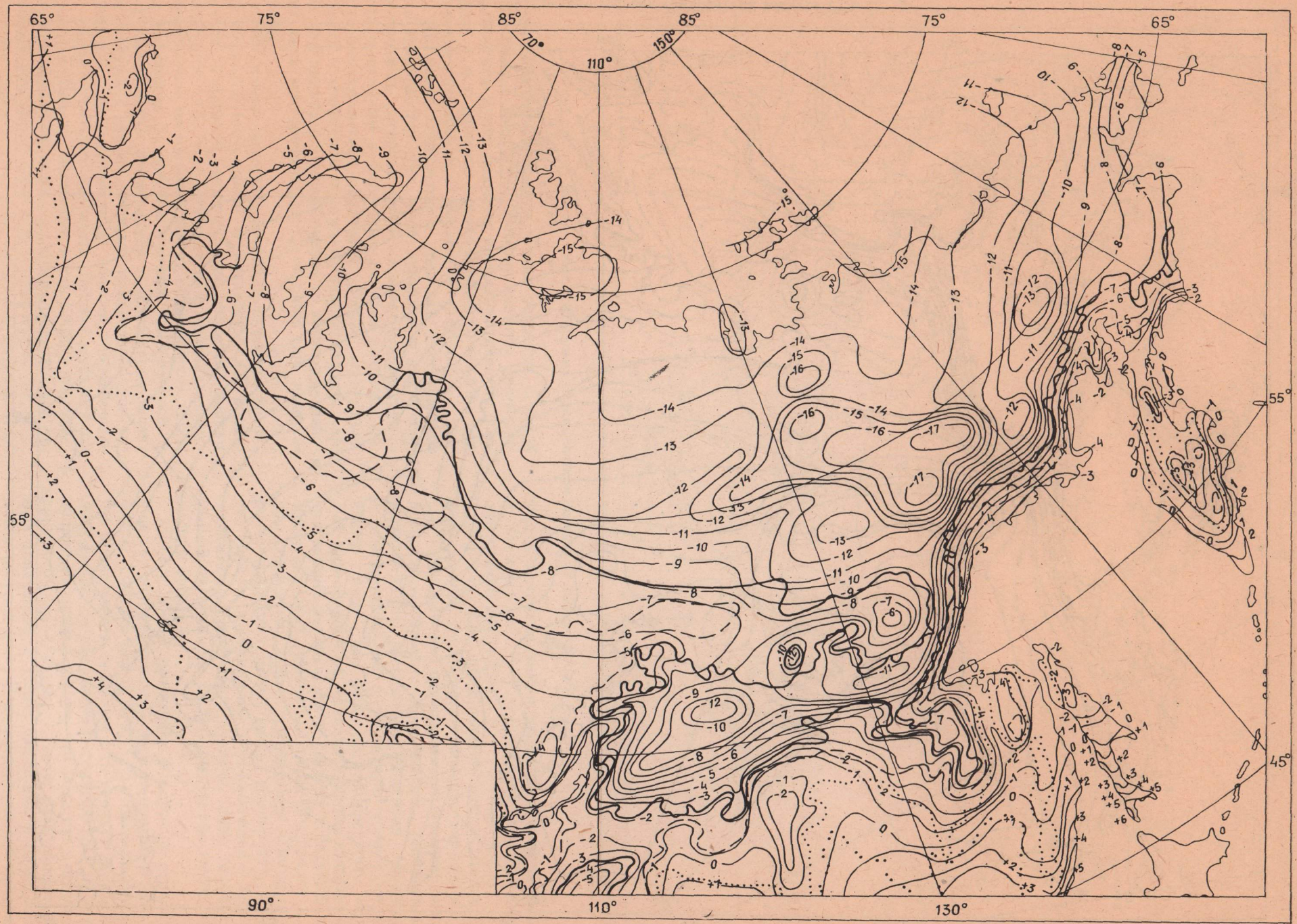

Рис. 4.31. Средняя годовая температура земной поверхности (°С).

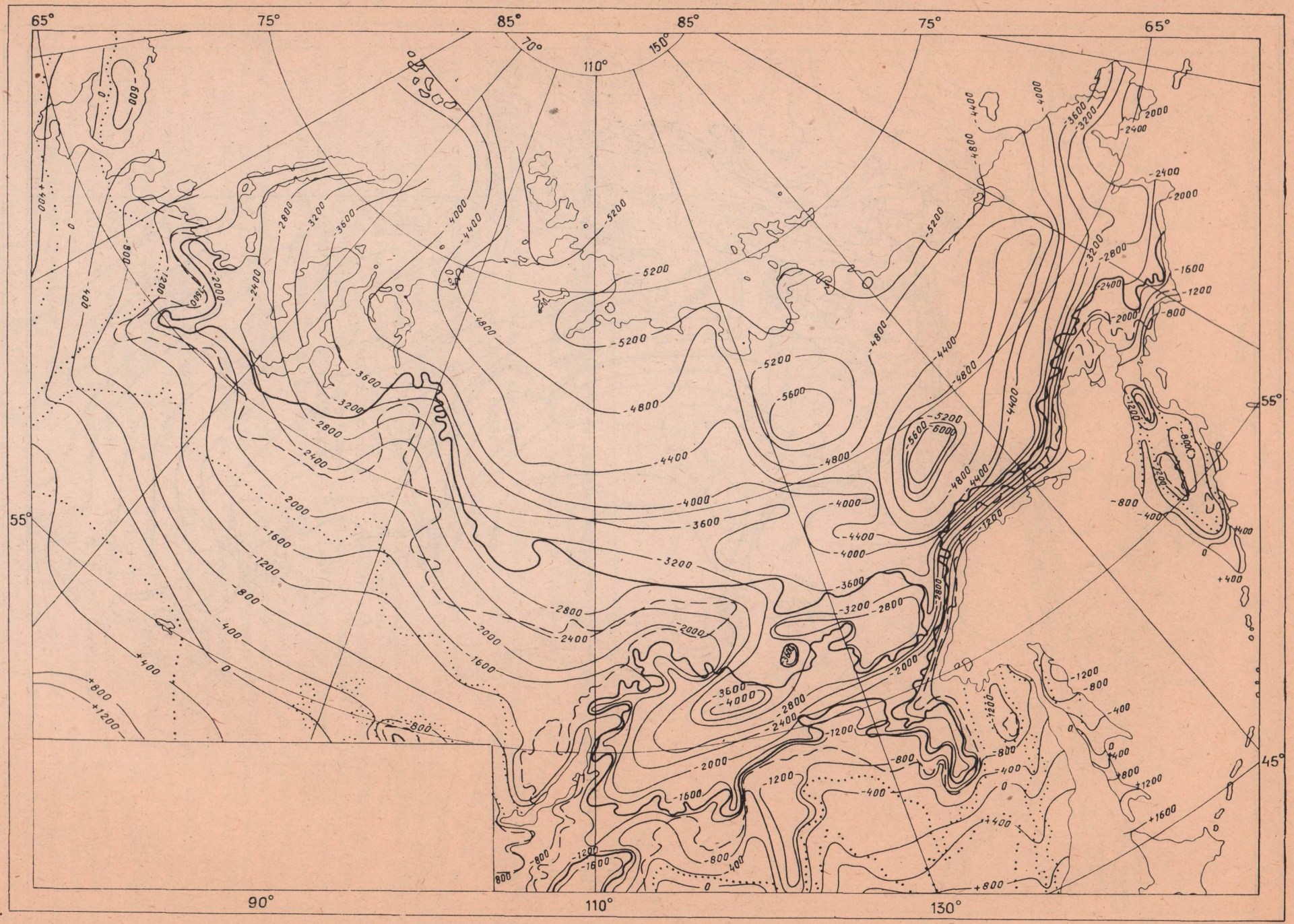

Рис. 4.32. Сумма температур воздуха за год (градусо-дни).

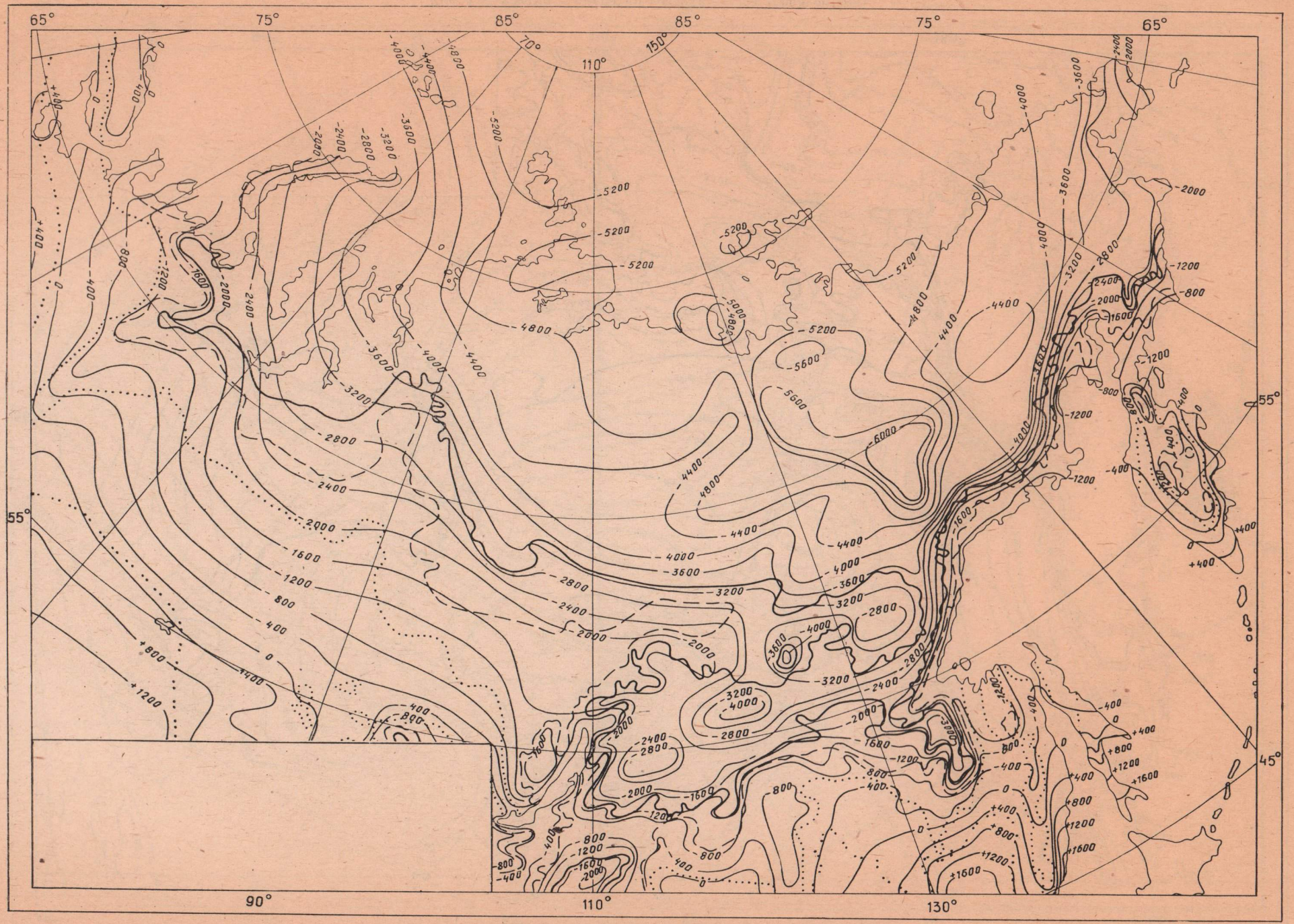

Рис. 4.33. Сумма температур земной поверхности за год (градусо-дни).

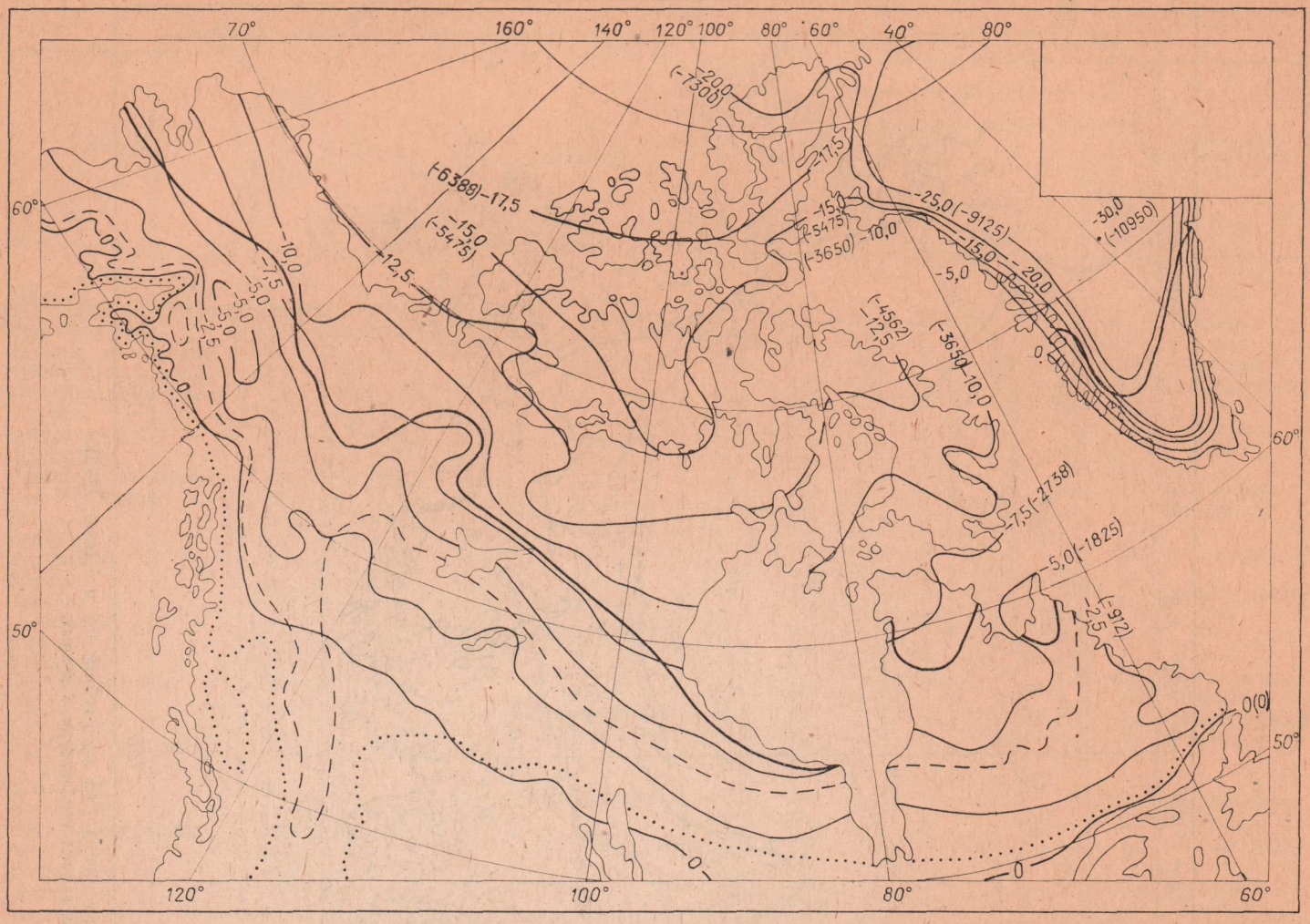

Рис. 4.34. Средняя годовая температура воздуха (°С) и границы криолитозон в Северной Америке и Гренландии (Brown, Péwé, 1973; Third international conference..., 1978; и др.].

В скобках — суммы температур за год (градусо-дни).

более детальная картина (если провести изолинии через 200 градусо-дней, то это соответствует точности изображения примерно как через 0,5°).

Наименьшие отрицательные годовые суммы градусо-дней воздуха в области вечной мерзлоты отмечаются на Европейской территории СССР. Например, в области островной мерзлоты на Кольском полуострове характерны значения −200, −400°, а в горах Хибин −600°. Наиболее суровые условия в узких долинах котловинного характера на Северо-Востоке страны, особенно обращенных к арктическим морям, где суммы температур воздуха за год доходят до −6000°.

Граница сплошной мерзлоты проходит: на северо-востоке ЕТС по изотерме −2000°, в Западной Сибири — в пределах −2300, −3000°, в Якутии — по −2800, −3000°.

В горах Северо-Востока страны годовые суммы температур понижаются до −5000°. Это по сравнению с соседними равнинами ниже примерно на 500°, а по сравнению с котловинами северных предгорий — выше почти на 1000°. Годовая сумма температур воздуха в горах Южной Сибири и Дальнего Востока составляет примерно −3000, −3500°. Это по сравнению с долинами предгорий, обращенными к северу, ниже приблизительно на 500°, а с долинами, обращенными к западу и югу — на 1500°.

Южная граница островной мерзлоты на северо-западе ЕТС увязывается примерно с суммой температур за год −300°, на северо-востоке ЕТС — с суммами −400, −1200°, в Западной Сибири — с суммами −1300, −2000°.

Нулевая изотерма проходит несколько севернее южной границы распространения спорадической мерзлоты, которая совпадает примерно с изотермой +200°, местами +400°.

Суммы температур земной поверхности за год на большей части страны близки суммам температур воздуха. Наименьшая отрицательная сумма в области вечной мерзлоты отмечается также на Кольском полуострове в пределах от 0 по побережью до −600° во внутренних районах. Наибольшая отрицательная сумма характерна для долин Северо-Востока страны, обращенных к арктическим морям (до −5800°).

Граница сплошной мерзлоты на северо-востоке ЕТС соответствует примерно суммам температур −1700° (на 300° выше по сравнению с температурой воздуха), в Западной Сибири — от −2000 до −3600°, в Якутии — от −3300 до −3500° (на 500° ниже температуры воздуха).

В горах Северо-Востока СССР годовая сумма температур земной поверхности понижается до −6000°, а в горах Южной Сибири и Дальнего Востока — до −3000°.

Южная граница островной мерзлоты проходит: на Кольском полуострове по температуре −300°, на

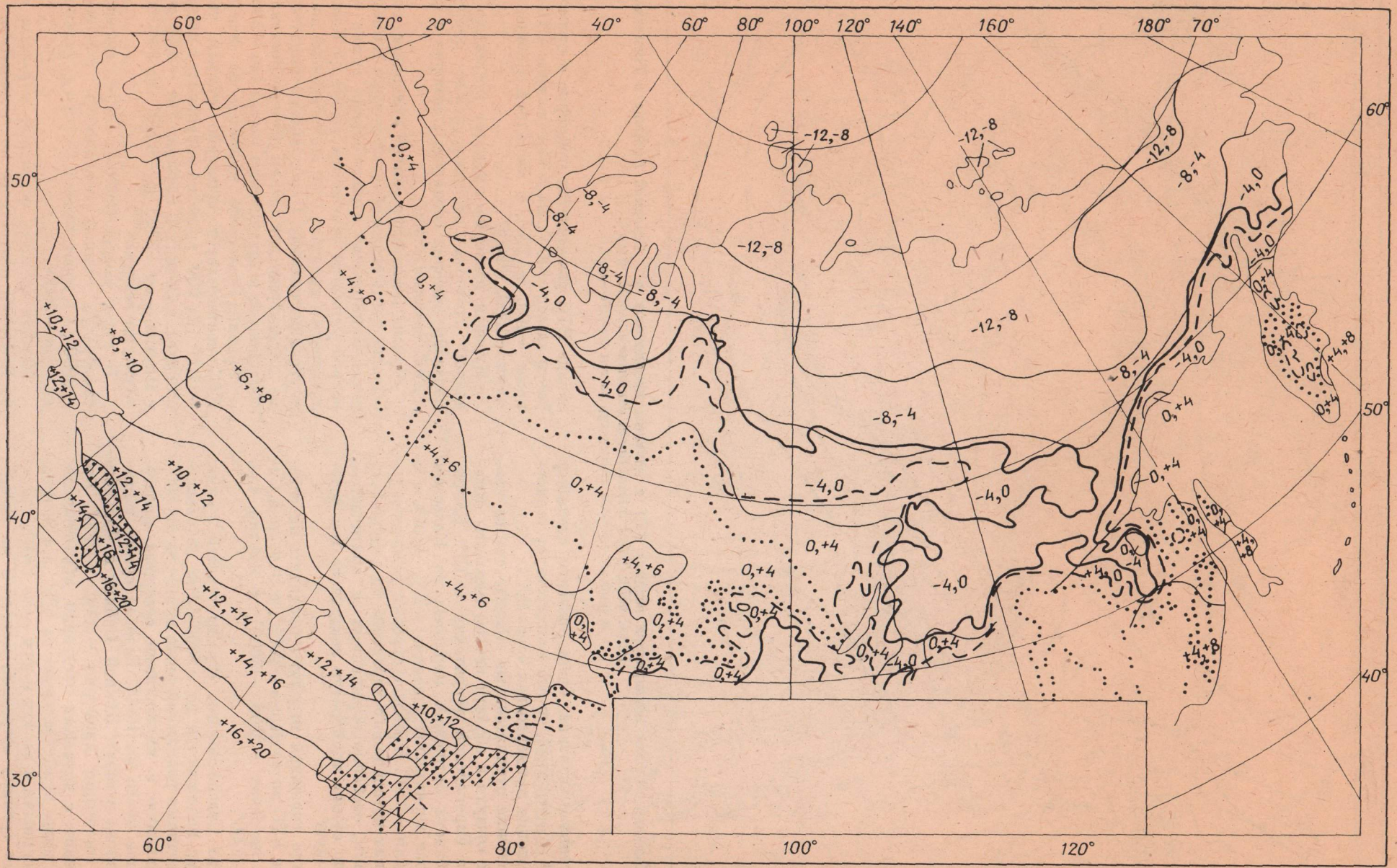

Рис. 4.35. Средняя годовая температура почвы (°С) на глубине 0,2 м [Димо, 1972].
Косая штриховка — районы, где нет температурных данных.

Таблица 4.3

Мерзлотно-климатические характеристики года по данным метеорологических станций

Станция	Суммарная радиация за год, ккал/см²	Поглощенная радиация за год, ккал/см²	Эффективное излучение за год, ккал/см²	Радиационный баланс за год, ккал/см²	Характер увлажнения	Сумма температуры воздуха за год, °С	Сумма температуры земной поверхности за год, °С	Средняя температура за год, °С: воздуха	земной поверхности	на глубине 20 см	на глубине 1 м	на глубине 3 м	Характер мерзлоты в окрестностях
СССР													
Бухта Тихая	57,0	31,2	29,1	2,1	Избыточный	−4004	−4015	−10,9	−11	—	−7,3	—	Сплошная
Мыс Выходной	68,6	33,1	27,2	5,9	»	−2779	−2920	−7,7	−8	—	−5,1	—	»
Хибины, оп. станция	67,6	46,1	21,4	24,7	Влажный	−221	−219	−0,7	−0,6	2,4	3,0	3,2	Островная
Архангельск, оп. поле	70,3	50,6	22,3	28,3	»	37	0	−0,2	0	3,6	4,0	4,2	Спорадическая
Усть-Цильма, опорная	72,8	46,1	31,4	14,7	»	−691	−730	−2,0	−2	3,1	3,9	3,9	»
Березово	81,8	52,9	35,4	17,5	»	−1363	−1460	−3,8	−4	2,9	2,8	3,0	»
Александровское	83,3	52,6	25,8	26,8	Недостаточный	−940	−1095	−2,6	−3	4,3	4,6	—	»
Колпашево	87,4	56,2	25,4	30,8	»	−540	−365	−1,5	−1	3,9	4,6	4,8	»
Новосибирск—Бугры	96,4	69,2	32,7	36,5	»	0	+365	−0,1	1	4,4	4,8	5,6	Отсутствует
Мыс Челюскина	66,6	28,8	20,4	8,4	Избыточный	−5276	−5110	−14,5	−14	−12,6	−12,6	—	Сплошная
Тура	80,0	51,1	23,2	27,9	Влажный	−3414	−3285	−9,5	−9	−1,6	−1,2	−1,3	»
Ванавара	85,6	55,6	27,7	27,9	»	−2216	−2190	−6,1	−6	2,1	1,8	2,0	Островная
Туруханск	78,9	49,1	24,5	24,6	»	−2549	−2555	−7,0	−7	1,7	1,7	2,4	»
Енисейск	87,2	56,9	25,4	31,5	»	−645	−730	−1,9	−2	3,7	3,6	4,0	Спорадическая
Солянка	98,7	70,5	34,3	36,2	»	−161	0	−0,5	0	3,0	2,4	2,7	»
Хакасская	102,7	80,0	36,8	43,2	Недостаточный	−108	+365	−0,4	1	3,8	4,2	4,4	»
Кызыл	118,9	83,2	33,9	49,3	»	−1579	−1095	−4,5	−3	2,4	2,0	2,7	»
Ербогачен	80,7	51,7	25,7	26,0	Влажный	−2472	−2555	−6,9	−7	1,9	1,8	1,5	Прерывистая
Кобляково	88,8	63,5	—	—	»	−1477	−1095	−4,2	−3	2,4	2,2	2,2	Островная
Тулун	98,7	68,2	33,7	34,5	Недостаточный	−572	−365	−1,6	−1	3,6	3,3	3,2	Спорадическая
Хомутово	105,7	78,8	36,7	42,1	Влажный	−925	−365	−2,6	−1	2,7	3,2	3,1	Островная
Иркутск, обсерватория	101,8	82,4	36,3	46,1	»	−371	+365	−1,1	1	2,7	3,2	3,3	»
Улан-Удэ	106,1	78,2	—	—	Недостаточный	−597	0	−1,7	0	—	3,0	3,5	Спорадическая
Борзя	115,9	84,7	38,9	45,8	»	−950	−365	−2,7	−1	—	—	—	Островная
Чита, обсерватория	106,9	78,6	40,9	37,7	Влажный	−1076	−365	−3,1	−1	2,1	1,6	1,0	Прерывистая
Чульман	101,6				»	−3376	−3285	−9,4	−9	0,8	0,8	−0,1	»
Олекминск	92,3	63,6	37,5	26,1	»	−2398	−2555	−6,7	−7	0,3	−0,1	−0,5	Островная
Амга	92,3	60,7	38,9	21,8	»	−3996	−4015	−11,1	−11	—	−2,5	−2,7	Сплошная
Якутск	88,6	58,7	29,4	29,3	Недостаточный	−3708	−3650	−10,3	−10	−2,9	−2,6	−2,7	»
Нюрба	89,3	58,1	38,8	19,3	»	−3167	−3285	−8,8	−9	−2,0	−1,7	−1,8	»
Зырянка	83,1	50,5	35,5	15,0	Влажный	−4256	−4380	−11,8	−12	−3,4	−1,4	−0,2	»
Среднеколымск	84,7	50,4	24,1	26,3	»	−4501	−4747	−12,5	−13	−3,6	−3,6	−3,6	»
Мыс Шмидта	73,8	47,3	23,5	23,8	Избыточный	−4385	−4015	−12,1	−11	—	−7,3	—	»
Островное	84,2	49,8	25,1	24,7	Влажный	−4375	−4380	−12,2	−12	−5,0	−5,2	—	»
Уэлен	65,2	37,0	17,9	19,1	Избыточный	−2832	−2555	−7,8	−7	—	−4,2	—	»
Омолон	89,7	57,4	25,5	31,9	»	−4780	−4745	−13,2	−13	−5,4	−4,6	−4,3	»
Среднекан	96,1	51,6	28,2	23,4	Влажный	−4264	−4380	−11,8	−12	1,2	0,6	0,2	»
Колымская, нижняя стоковая	93,6	51,5	24,6	26,9	Избыточный	−4280	−4380	−11,8	−12	−3,4	−3,4	−3,4	»
Ключи	94,1	61,3	25,6	35,7	Влажный	−393	−365	−1,2	−1	3,6	3,4	3,5	Спорадическая
Петропавловск, город	94,6	65,2	30,3	34,9	Избыточный	+720	+730	1,9	2	4,5	4,6	5,1	Отсутствует
Благовещенск	117,0	81,8	—	—	Влажный	+50	0	0,0	0	4,1	4,0	3,9	Спорадическая
МНР													
Кобдо	124	82	51	31	Недостаточный	−110	+730	−0,3	2	—	4,0	4,6	Спорадическая
Мурэн	115	88	52	36	»	−694	+365	−1,9	1	—	—	—	Островная
Булган	127	76	45	31	»	−694	−365	−1,9	−1	—	1,6	1,6	»
Улан-Батор	119	72	35	37	»	−1278	−730	−3,5	−2	0,7	0,6	0,4	»
Дава	12	78	45	33	»	−876	−365	−2,4	−1	−0,2	0,0	0,2	Прерывистая
Маньт	126	88	50	38	»	−986	0	−2,7	0	1,4	1,6	1,6	Островная
Далан-Дзадагад	133	101	62	39	»	+1460	+1825	4,0	5	7,7	7,8	8,0	Отсутствует
Ш. Чойр	126	92	55	37	»	+73	+730	0,2	2	2,6	3,0	3,1	»
Сайн-Шанд	140	98	61	37	»	+1241	+1825	3,4	5	5,9	6,1	6,2	»
Замын-Удэ	135	101	61	40	»	+1058	+1825	2,9	5	6,2	6,6	7,1	»
Чойбалсан	124	82	46	36	»	+146	+730	0,4	2	—	3,2	3,4	»

20°
80°
40°
60°
80°
100°
120°
140°
160°
80°
180°
70°
60°
70°
80°
40°
80°
100°
120°
а
б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

северо-востоке ЕТС — по температуре −1100°, в Западной Сибири — по температуре −1900°. Граница спорадической мерзлоты в Западной Сибири идет по изотерме +400° и больше, что примерно на 200° выше по сравнению с температурой воздуха.

Характерно, что в наиболее континентальных регионах страны (Северо-Восток СССР, Центральная Якутия и др.) сумма температур земной поверхности больше (по абсолютным значениям), чем сумма температур воздуха. На Европейской территории суммы температур земной поверхности несколько меньше. В области положительных температур разница возрастает к югу (земная поверхность теплее). Близ границы СССР в Средней Азии и на Дальнем Востоке эти различия доходят примерно до 500°.

Примерно такие же закономерности в соотношении средних годовых температур воздуха и границ криолитозон прослеживаются и для территории Северной Америки (рис. 4. 34). Так, в Канаде на большей части страны граница сплошной мерзлоты примерно совпадает со средней годовой температурой воздуха −8° (−2920°), и лишь на побережье Гудзонова залива она отклоняется от таковой (мезоклиматическое влияние водоема). Граница прерывистой мерзлоты соответствует примерно температуре −4° (−1460°), а островной −1° (−365°).

Как уже говорилось, соотношения периодов промерзания и протаивания грунтов определяют в конечном итоге количественные характеристики температурного режима почвогрунтов в годовом выводе.

По карте В. Н. Димо (рис. 4.35), средняя годовая температура почвы на глубине 20 см в области сплошной мерзлоты повсеместно отрицательна — от немногим ниже 0 до — 12°С. В области прерывистой и островной мерзлоты средняя годовая температура на глубине 20 см большей частью положительна (от 0 до +4°). Карта построена по наблюдениям метеорологических станций, расположенных обычно на открытых, хорошо прогреваемых пространствах, поэтому показания их в области прерывистой и островной мерзлоты на глубине 20 см положительны, т. е. мерзлоты нет. Мерзлые участки в этих регионах встречаются преимущественно в условиях большого затенения (лес, понижения в рельефе, плотные напочвенные покровы и т. д.). К сожалению, измерения температуры почвогрунта на таких участках систематически не ведутся (только случайные экспедиционные наблюдения).

По измерениям на глубине 3,2 м на метеорологических станциях имеем следующие значения температур грунтов в среднем годовом выводе: в области сплошной мерзлоты от —12,5 до 0°, прерывистой — от 0 до +1,5°, островной — от +1,5 до +3,5°, спорадической — от +3 до +4,5°. Вне вечной мерзлоты температуры грунта на этой глубине обычно больше +3,5°.

По наблюдениям на глубине 5 м в среднем выводе за год отмечается: Среднеколымск −3,6° (сплошная мерзлота), Аркагала −7,5° (сплошная), Якутск −2,9° (сплошная), Чита +1,9° (прерывистая), Иркутск +3,4° (островная).

На рис. 4.36 представлена детальная карта геокриологического районирования территории СССР. Как видно, на больших глубинах (обычно 10—20 м) температура горных пород отражает климатические условия на поверхности. Так, самые низкие температуры (от −13 до −1°) характерны для области сплошной мерзлоты. В зоне прерывистой мерзлоты преобладают значения от +1 до −9°, в зоне островной — от +4 до −1°.

Даже мощности вечной мерзлоты, несмотря на отдельные отклонения, в целом повторяют очертания климатических условий. Так, самые мощные мерзлые породы отмечаются в зоне сплошной мерзлоты — от 100 до 800 м (местами до 1500 м). В зоне прерывистой мерзлоты преобладают мощности от 25 до 100 м, реже 200—300 м, а в зоне островной — от менее 15 до 100 м, а иногда до 100—200 м.

В заключение раздела в табл. 4.3 представлены количественные мерзлотно-климатические характеристики года по некоторым станциям СССР и МНР.

Рис. 4.36. Карта геокриологического районирования СССР по К. А. Кондратьевой и В. А. Кудрявцеву [Методика мерзлотной съемки, 1979].

Зоны отрицательно-температурных соленых вод — криопэгов; *1* — вне области многолетнемерзлых пород (ММП): *2а* — с островным и *2б* — сплошным распространением реликтовых ММП (по Я. В. Неизвестнову); северная геокриологическая зона сплошного распространения ММП со средними годовыми температурами пород ($t_{ср}$) и мощностью мерзлых толщ (М): *3* — $t_{ср}$ ниже —13°, М>800 м, *4* — $t_{ср}$ от —11 до —13°; М=500—700 м; *5* — $t_{ср}$ от —9 до —11°, М=400—600 м, в горных хребтах до 1000 м и более; *6* — $t_{ср}$ от —7 до —9°, М=300—500 м, в горных хребтах до 500—900 м; *7* — $t_{ср}$ от —5 до —7°, М=200—400 м, в горных хребтах до 300—500 м; *8* — $t_{ср}$ от —3 до —5°, М=200—400 м; *9* — $t_{ср}$ от —1 до —3°, М=100—300 м; южная геокриологическая зона: *10* — прерывистого (70—80% площади занятого ММП), *11* — островного (40—60%), *12* — редкоостровного (5—10%) распространения ММП (10 — $t_{ср}$ ММП от 0 до —2°, М до 100 м, реже до 200—300 м, $t_{ср}$ талых пород от +1 до 0°; *11* — $t_{ср}$ ММП от 0 до —1°, М до 50—70 м, реже до 100—200 м, $t_{ср}$ талых пород от +2 до 0°; 12 — $t_{ср}$ ММП от 0 до —0,5°, М до 15—20 м, реже до 50 м, $t_{ср}$ талых пород от +4 до 0°); *13* — зона распространения двухслойных толщ ММП (по В. В. Баулину и Н. Г. Оберману); *14* — зона систематического сезонного промерзания пород с редкими островами (до 5%) ММП и перелетками, $t_{ср}$ ММП от 0 до —0,5°, М до 10—20 м; *15* — высокогорные районы с большим дапазоном изменений $t_{ср}$ (от 0 до —13° и ниже) и ММП (до 1000 м и более); *16* — граница между геокриологическими зонами и подзонами; *17* — граница между зонами криопагов; *18* — граница распространения сингенетически промерзших отложений с повторно-жильными льдами; *19* — граница субгляциальной криолитозоны мощностью от 0 до 500 м и более, $t_{ср}$ ММП от 0 до —12°.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Области «вечной мерзлоты» на земном шаре в настоящее время приурочены к полярным и приполярным, а также к высокогорным районам, т. е. наиболее холодным регионам Земли. Многолетнемерзлые горные породы имеют на большей части планеты древнее происхождение — сотни тысяч, а то и миллион лет. Однако анализ климатических данных показывает, что сохранение, а местами и новообразование мерзлоты обусловливаются и современным климатом.

Развитие представлений о количественной связи климата и вечной мерзлоты в последнее столетие шло по линии усложнения (увеличения) числа привлекаемых элементов. Так, температура горных пород в конце прошлого века увязывалась лишь с одним показателем — температурой воздуха, сейчас же — с комплексом составляющих тепловых балансов приземного слоя воздуха, земной поверхности и самих горных пород.

Основным связующим звеном климата (преимущественно атмосферный процесс) и вечной мерзлоты (температурный режим в литосфере) является тепловой поток в горные породы через земную поверхность. Он, в свою очередь, представляет лишь одну из составляющих теплового баланса ее. В абсолютных значениях теплового потока через земную поверхность отражаются сезонные и географические особенности климата.

Попадая в глубь горных пород, тепловой поток с поверхности в дальнейшем перераспределяется и распространяется в мерзлой толще, взаимодействуя с другими потоками тепла и трансформируясь с глубиной и со временем. Основным носителем первоначальных внешних климатических условий является на больших глубинах кондуктивный поток тепла нестационарного характера. Нижняя граница мерзлых толщ определяется соотношением недрового, фазового и кондуктивного тепла сверху.

Экспериментальные исследования показывают, что наибольшие суммы теплового потока в почвогрунты в теплое время года отмечаются в арктических регионах (около 4 ккал/(сезон · см^2), где сильно влажные (льдистые) низкотемпературные грунты поглощают большое количество тепловой энергии (20% от сезонной суммы радиационного баланса) при их размораживании. Наименьшие суммы теплового потока за этот период характерны для южных районов вечной мерзлоты (и далее — в область сезонного промерзания): лишь 1,5—2 ккал/(сезон · см^2), или менее 10% от величины радиационного баланса.

В холодное время года тепло, поступающее к земной поверхности из почвогрунтов, является преобладающей приходной статьей теплового баланса в приземном слое, составляя до 75% (около 4 ккал/(сезон · см^2) в арктических регионах и 30—35% (1,5—2 ккал/(сезон · см^2) близ южных границ мерзлоты.

В одной и той же местности тепловой поток в почву в сильной степени зависит от увлажнения. Материалы полевых наблюдений показывают, что между температурой почвогрунтов в верхнем слое и тепловым потоком в почву существует определенная связь. Однако материалы по тепловому потоку в почву малочисленны. За неимением их можно воспользоваться и косвенными показателями — радиационным балансом и температурными характеристиками земной поверхности или даже воздуха.

Начало и конец сезонов промерзания — протаивания можно увязать с датами устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 0°С, но не с нулевыми потоками тепла радиационного баланса или через земную поверхность.

Сопоставление границ распространения того или иного типа вечной мерзлоты (сплошной, прерывистой, островной, спорадической) по земному шару и, в особенности на Евразийском и Североамериканском континентах, с такими характеристиками климата, как продолжительность периодов промерзания и протаивания, приход тепла солнечной радиации, расход ее отражением и излучением, радиационный баланс, характер увлажнения, длительность и высота снежного покрова, температуры воздуха и земной поверхности, температура почвогрунтов на различных глубинах и т. д., показывает, что имеются определенные количественные связи между этими явлениями в макроклиматическом плане как в сезонном, так и годовом выводах, хотя и не всегда идентичные в абсолютных выражениях.

Так, все теплобалансовые характеристики, на об-

щий взгляд, уменьшаются по земному шару с юга на север с некоторыми отклонениями от широтного распределения в приморских, резко континентальных и горных районах. Это объясняется тем, что приход солнечной радиации — основного источника тепла на Земле — тесно связан с астрономическими причинами (высотой Солнца над горизонтом и длительностью дня и ночи), зависящими, в свою очередь, от конфигурации (шарообразности) нашей планеты. Отдельные искажения широтности обусловлены степенью чистоты атмосферы и облачностью, а также высотой местности и затеняющим эффектом рельефа, влияющим на приходо-расход возможного тепла радиации в реальных климатических обстановках.

Однако детальные исследования показывают, что равные значения составляющих теплового баланса на одной и той же широте и на равнинах могут отмечаться как в области вечной мерзлоты, так и вне ее. В отдельных случаях радиационные характеристики в области суровой мерзлоты могут превышать таковые в области умеренной мерзлоты или за ее пределами. Так, годовая сумма радиационного баланса в Центральной Якутии (сплошная мерзлота) оказывается наибольшей в области вечной мерзлоты, достигая значений, превышающих 30 ккал/см^2. Такие величины отмечаются на северных равнинах Казахстана, где мерзлота встречается лишь спорадически, или в Нижнем Поволжье, где мерзлых пород нет.

Важным фактором в конечном формировании климатических особенностей конкретных регионов помимо радиационных является влияние циркуляции атмосферы (или переноса тепла и влаги воздушных масс с океана на материки), проявляющееся в степени континентальности климата. Просмотр сезонных карт (построенных нами впервые) показывает, что даже в распределении таких «вторичных» составляющих радиационного баланса, как поглощенная радиация и эффективное изучение, видоизмененных под влиянием снежного покрова и собственно температуры земной поверхности, вырисовываются океанически-континентальные воздействия. Это сказывается и на других элементах климата. Например, четкое влияние Атлантики (для территории Евразии) характерно для западных арктических регионов, а также умеренных широт материка, особенно в зимнее время года. При этом климатический «атлантический желоб» на континенте почти совершенно совпадает с изогнутостью границ вечной мерзлоты в Сибири.

Наиболее показательными из всех характеристик макроклимата, имевшихся в нашем распоряжении, оказались суммы температур как в годовом, так и в сезонном (особенно для зимы) выводах. Такая близость сравниваемых элементов объясняется тем, что в сумме температур прямо или косвенно отражаются многие показатели климата: во-первых, длительность периодов промерзания и протаивания, во-вторых, абсолютные значения температур на разных стадиях сезона, в-третьих в самих термических характеристиках заложены в общем виде и теплобалансовые, и циркуляционные условия региона.

Самые низкие значения годовых сумм температур соответствуют зонам сплошной мерзлоты (—2000, —6000 градусо-дней в год), относительно умеренные — зоне прерывистой мерзлоты (—1000, —2500°) и самые высокие — зоне островной мерзлоты (—400, —1000°). На территории Центральной Якутии с ее сплошной мерзлотой оказываются действительно самые низкие температуры для этих широт: —4000, —5000° в сумме за год, или —11, —13° в среднем годовом выводе.

Дальнейшего более тщательного анализа в увязке с вечной мерзлотой требуют такие элементы климата, как тепловой поток в почвогрунт, снежный покров (высота по сезону, плотность) и температура почвогрунта на глубинах.

Как по климатическим, так и по мерзлотным условиям континент Северной Америки является более «мягким» по сравнению с Евразийским континентом, что объясняется общими физико-географическими особенностями (Северная Америка более «морская», чем Евразия, и в особенности Азия).

В будущем необходимы дальнейшие количественные уточнения и климатических, и геокриологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Аболин Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед.— Зап. Чит. отд-ния Приамур. отд. Имп. рус. геогр. об-ва. Чита, 1913, вып. IX, с. 19—108.

Аверкиев М. С. Годовой ход теплообмена в почве в условиях Подмосковья.— Вестн. МГУ. Серия V. География, 1960, № 2, с. 15—27.

Агроклиматический атлас мира/Под ред. И. А. Гольцберг. М.— Л.: ГУГК — Гидрометеоиздат, 1972. 184 с.

Актинометрический справочник. Зарубежные страны. Ежегодные данные/Под ред. Т. Г. Берлянд. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 263 с.

Алабышева Н. В., Шейнкман Д. Р. Определение глубины сезонного протаивания вечномерзлых грунтов по картам.— В кн.: Основания и фундаменты в условиях вечной мерзлоты. М., 1963, с. 92—103.

Алкучанский Говин. Опыт стационарного изучения степного ландшафта. М.— Л.: Наука, 1964. 168 с.

Ананян А. А. Механизм льдовыделения при промерзании горных пород.— В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1959, с. 58—65.

Андреева Н. Н. Результаты исследования чувствительности балансомеров и пиргеометров.— В кн.: Радиационный и тепловой баланс Арктики. Л.: Морской транспорт, 1961, с. 147—166.

Андрианов П. И. Теплопроводность почв и грунтов.— В кн.: Труды Комитета по вечной мерзлоте. Т. VII. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 5—30.

Арэ А. Л. Снежный покров Центральной Якутии и особенности его радиационного и геотермического режима. Автореф. канд. дис. Л., 1975. 22 с.

Арэ А. Л. Схематические карты параметров внешнего теплообмена почвы с атмосферой в зимний период.— В кн.: Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, 1979, с. 36—46.

Атлас Латинской Америки. (И-1280). М.: ГУГК, 1968. 94 с.

Атлас США. (И-1149). М.: ГУГК, 1966. 72 с.

Атлас теплового баланса/Под ред. М. И. Будыко. Л.: Гидрометеоиздат, 1955. 41 с.

Атлас теплового баланса земного шара/Под ред. М. И. Будыко. М.: Гидрометеоиздат, 1963. 150 с.

Бадарч Н. Монгол орны уур амьсгал. (Климат Монголии). Улаанбаатар, 1971. 206 с.

Бадуан Г., Гира Е., Попова М. А., Чулуун Ж. Улаанбаатар хотын орчимд турбулент хθдθлгθθний шинж байдлын газрын гадаргуугийн ойролцоох уе давхарга дахь тоцоо.— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 7. Улаанбаатар, 1966.

Баев В. К., Монин А. С. Примеры расчета температуры под снежным покровом.— В кн.: Вопросы динамической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1950, с. 74—82.

Бакалов С. А., Дерюгин Б. А., Сычев К. А. Радиационный и тепловой баланс поверхности суши в Арктике.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 92. Л.: Гидрометеоиздат, 1959, с. 102—126.

Балобаев В. Т. Процессы теплообмена на поверхности обнаженных мерзлых мелкодисперсных грунтов при послойном оттаивании.— В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 25—43.

Балобаев В. Т. Расчет глубины протаивания с учетом внешнего теплообмена.— В кн.: Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1966, с. 47—57.

Балобаев В. Т. Термический режим почв и горных пород, формирование мерзлой зоны и ее деградация.— В кн.: Общее мерзлотоведение. Новосибирск: Наука, 1974, с. 101—134.

Балобаев В. Т. Реконструкция палеоклимата по современным геотермическим данным.— В кн.: Труды Третьей международной конференции по мерзлотоведению. 10—13 июля 1978 г., Эдмонтон, Альберта, Канада. Т. 1. Оттава, 1978, с. 10—14.

Балобаев В. Т., Порхаев Г. В. Теплофизические основы формирования мерзлой зоны литосферы.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 8. Якутск, 1975, с. 31—46.

Балобаев В. Т., Девяткин В. Н., Кутасов И. М. Современные геотермические условия существования и развития многолетнемерзлых горных пород.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 1. Якутск, 1973, с. 11—19.

Баранов И. Я. Содержание, состояние общей геокриологии (общего мерзлотоведения) и ее задачи на ближайшее будущее.— В кн.: Материалы по общему мерзлотоведению. М.: Изд-во АН СССР, 1959а, с. 43—56.

Баранов И. Я. Географическое распространение сезонномерзающих почв и многолетнемерзлых горных пород.— В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. I. М.: Изд-во АН СССР, 1959б, с. 193—218.

Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И. Радиационный режим территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат. 1961. 528 с.

Белопухова Е. Б. Влияние короткопериодных колебаний климата на среднюю годовую температуру многолетнемерзлых пород.— В кн.: Общее мерзлотоведение. Новосибирск: Наука, 1978, с. 214—219.

Беркин Н. С. Расчет некоторых элементов теплового и водного балансов для территории Прибайкалья (Иркутская область).— В кн.: Тепловой и водный режим некоторых районов Сибири. Л.: Наука, 1970, с. 43—57.

Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 436 с.

Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 228 с.

Берлянд Т. Г., Мухенберг В. В. Роль поглощенной радиации в формировании радиационного баланса.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 139. Л.: Гидрометеоиздат, 1963, с. 3—15.

Беспалов Д. П. Методика и аппаратура для экспериментального определения теплообмена в почве.— В кн.: Вопросы разработки метеорологических приборов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960, с. 68—84.

Беспалов Д. П. Зависимость переводного множителя теплomера от теплопроводности среды.— В кн.: Физика приземного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1962, с. 145—152.

Б. Н. М. А. Улсын суурингуудын цаг уурын байдлын тодорхойлолт. (Метеорологические данные по основным населенным пунктам МНР). Улаанбаатар, 1962.

Богословский В. Н. Некоторые результаты наблюдений за температурой горных пород в районе Мирного.— В кн.: Советская антарктическая экспедиция. Т. 10. Л.: Морской транспорт, 1960, с. 309—312.

Богушевский А. А. Мелиорация в зоне многолетней мерзлоты. М.: Колос, 1974. 253 с.

Боженова А. П., Бакулин Ф. Г. Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах.— В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 117—128.

Будак Б. М., Васильев Ф. П., Успенский А. В. Разностные методы решения некоторых краевых задач типа Стефана.— В кн.: Численные методы в газовой динамике. М.: Изд-во МГУ, 1965, с. 139—183.

Будников А. Н. Формула для определения глубины укладки водопроводных труб.— Водоснабжение и санитарная техника, 1938, № 7, с. 32—44.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 254 с.

Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 48 (110). Л.: Гидрометеоиздат, 1954, с. 5—16.

Васильев И. С. Обзор методов определения мощности сезонно-протаивающего слоя.— В кн.: Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, 1979а, с. 27—35.

Васильев И. С. Продолжительность сезона протаивания грунтов в Восточной Якутии.— В кн.: Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, 1979б, с. 74—83.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Вильд Г. И. О температуре воздуха в Российской империи. Вып. 2. Ч. IV. Спб., 1882, с. 299—359.

Водно-тепловой режим земляного полотна и дорожных одежд/Под ред. И. А. Золотаря, Н. А. Пузакова, В. М. Сиденкова. М.: Транспорт, 1971. 414 с.

Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду, способы исследования.— В кн.: А. И. Воейков. Избранные сочинения. Т. 2. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1949, с. 15—157.

Воейков А. И. Кругооборот тепла в оболочке земного шара.— В кн.: А. И. Воейков. Избранные сочинения. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1952, с. 186—214.

Вознесенский А. В., Шостакович В. Б. Основные данные для изучения климата Восточной Сибири. Иркутск, 1913. 218 с.

Войтковский К. Ф. Расчет сооружений из льда и снега. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 136 с.

Волошина А. П. Основные результаты зарубежных исследований теплового баланса горных ледников умеренных широт до начала МГГ.— В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1959, с. 168—186.

Волошинова Г. А. Сравнение различных методов определения коэффициента температуропроводности.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 22 (84). Л.: Гидрометеоиздат, 1950, с. 34—37.

Вотякова Н. И. Сравнительная оценка формул для расчета глубины сезонного промерзания — протаивания грунта.— В кн.: Экспериментальные исследования процесса теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972, с. 146—153.

Гаврилова М. К. Суммарная радиация в Аляске.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 68 (130). Л.: Гидрометеоиздат, 1957, с. 195—203.

Гаврилова М. К. Тепловой баланс высокогорной станции Сунтар-Хаята.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 154—162.

Гаврилова М. К. Метеорологический режим в горах Сунтар-Хаята.— В кн.: Вопросы географии Якутии. Вып. 2. Якутск, 1962, с. 43—61.

Гаврилова М. К. Радиационный климат Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 225 с.

Гаврилова М. К. Тепловой баланс.— В кн.: Н. А. Граве, М. К. Гаврилова, Г. Ф. Гравис и др. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Наука, 1964, с. 44—57, 68—75.

Гаврилова М. К. Пространственная и временная изменчивость сезонного протаивания в Якутии.— В кн.: Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1966а, с. 7—13.

Гаврилова М. К. Тепловой режим земной поверхности и грунтов поля и леса в период протаивания.— В кн.: Материалы VIII Всесоюзного междуведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению). Вып. 4. Якутск, 1966б, с. 194—206.

Гаврилова М. К. Тепловой баланс лиственничного леса на Лено-Амгинском междуречье.— В кн.: Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. М.: Наука, 1967а, с. 28—52.

Гаврилова М. К. Микроклиматический и тепловой режим земной поверхности и грунтов в Чарской котловине.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967б, с. 148—161.

Гаврилова М. К. Тепловой и водный баланс капустного поля в Центральной Якутии.— В кн.: Тепловой баланс. Л.: Гидрометеоиздат, 1968, с. 146—155.

Гаврилова М. К. Зайсан — Толгойн аманд бичил уур амьсгал болон дулааны балансд хийсэн ажиглалт. (Микроклиматические и теплобалансовые наблюдения в урочище Дзайсангин-Ама).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 10. Улаанбаатар, 1970а, с. 103—111.

Гаврилова М. К. Улаанбаатар. Мθрθн хотол газрын гадаргуугийн дулааны балансыг ажигласан нь. (Тепловой баланс земной поверхности по наблюдениям в Улан-Баторе и Мурэне).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 10. Улаанбаатар, 1979б, с. 112—117.

Гаврилова М. К. Микроклимат и тепловой баланс в урочище Дзайсингин-Ама в Монгольской Народной Республике.— В кн.: Географические аспекты горного лесоведения и лесоводства. Вып. 2. Чита, 1971, с. 44—47.

Гаврилова М. К. Температура почвогрунтов в различных физико-географических условиях на примере местности Улахан-Тарын в Центральной Якутии.— В кн.: Мерзлота и почва. Вып. 1. Якутск, 1972, с. 35—51.

Гаврилова М. К. Географические закономерности сезонного промерзания грунтов в Якутии.— В кн.: Вопросы географии Якутии. Вып. 6. Л.: Гидрометеоиздат, 1973а, с. 66—69.

Гаврилова М. К. Климат Центральной Якутии. Изд. 2-е. Якутск, 1973б. 120 с.

Гаврилова М. К. Климатические факторы формирования и развития многолетнемерзлых горных пород.— В кн.: Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 12—29.

Гаврилова М. К. Проблема связи климата и многолетнего промерзания горных пород.— В кн.: Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977, с. 151—167.

Гаврилова М. К. Климат и многолетнее промерзание горных пород. Новосибирск: Наука, 1978. 214 с.

Гаврилова М. К., Матейкович Г. С. Суммарная радиация на территории Якутской АССР.— В кн.: Вопросы географии Якутии. Вып. 6. Л.: Гидрометеоиздат, 1973, с. 23—30.

Гаврилова М. К., Рагчаа Т. Улаанбаатар Мθрθн орчмын ул хθрсний дулааны гурим. (Тепловой поток в почву и температура почвогрунтов в Мурэне и Улан-Баторе).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 12. Улаанбаатар, 1973, с. 135—138.

Гаврилова М. К., Чердонова В. С. Микроклиматические и теплобалансовые исследования Института мерзлотоведения СО АН СССР в зоне БАМа.— В печати.

Гаврильев П. П. Тепловой баланс леса и вырубки на севере Красноярского края.— В кн.: Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. М.: Наука, 1967, с. 53—65.

Гаврильев П. П., Мандаров А. А. Лиманное орошение лугов в Центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1976. 166 с.

Геокриологические условия Монгольской Народной Республики/Под ред. П. И. Мельникова. М.: Наука, 1974. 200 с.

Голубев А. В., Павлов А. В. Исследование тепловых потоков в почве для некоторых типов деятельной поверхно-

сти.— В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. VII. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 66—118.

Гольдтман В. Г. Теплообмен в фильтрующих крупнозернистых грунтах при дренажной и игловой гидроотайке. Магадан, 1958. 54 с.

Гольдштейн М. Н., Лукьянов В. С., Нечаев Б. И., Пономарев В. П. Сооружение земляного полотна в зимнее время. М.: Трансжелдориздат, 1946. 164 с.

Гольцберг И. А. О выделении сезонов года.— В кн.: Климатические ресурсы центральных областей европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Л.: Гидрометеоиздат, 1956, с. 20—23.

Горбунова И. Г., Серова Н. В. Теплофизические характеристики и влажность почвы.— В кн.: Физика приземного слоя атмосферы (Махталинская экспедиция ГГО и САНИГМИ). Л.: Гидрометеоиздат, 1961, с. 44—46.

Граве Н. А., Гаврилова М. К., Гравис Г. Ф. и др. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Наука, 1964. 141 с.

Григорьев А. А. Вечная мерзлота и древнее оледенение.— В кн.: Вечная мерзлота. Л.: Изд-во АН СССР, 1930, с. 43—104.

Григорьев А. А. О некоторых исправлениях в работе «Вечная мерзлота и древнее оледенение».— В кн.: Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Т. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1932, с. 113—115.

Григорьев Н. Ф. Условия промерзания под дном озерных водоемов в Восточной Антарктиде.— В кн.: Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. № 6. Л.: Морской транспорт, 1959, с. 16—18.

Григорьев Н. Ф. Формирование рельефа и мерзлых горных пород побережья Восточной Антарктиды. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 148 с.

Далматов Б. И. Воздействие морозного пучения грунтов на фундаменты сооружений. М.— Л.: Госстройиздат, 1957. 60 с.

Далхжав С. Зарим нутгийн ул хөрсний дулаан дамжуулах чанар (Теплопроводность грунта в некоторых районах Монголии).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 9. Улаанбаатар, 1970.

Димо В. Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.

Докучаев В. В. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Л.— М., Госстройиздат, 1963. 196 с.

Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 404 с.

Дубиков Г. И. Уточнение положения южной границы мерзлых пород между Уралом и Обью.— В кн.: Труды Третьей международной конференции по мерзлотоведению. 10—13 июля 1978 г., Эдмонтон, Альберта, Канада. Т. 1. Оттава, 1978, с. 355—358.

Дюбюк А. Ф., Монин А. С. К прогнозу температуры почвы под снежным покровом.— В кн.: Вопросы динамической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1950, с. 60—73.

Ершов Э. Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 214 с.

Ефимова Н. А., Строкина Л. А. Распределение эффективного излучения на поверхности земного шара.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 139. Л.: Гидрометеоиздат, 1963, с. 16—26.

Жамбаажамц Б. Бугд Найрамдах Монгол Ард Улсын уур амьсгалын товч тойм. (Краткие сведения о климате территории Монгольской Народной Республики). Улаанбаатар, 1964.

Жуков В. М. Структура теплового баланса восточной части Васюганья в засушливый год.— В кн.: Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири. М.: Наука, 1969, с. 31—44.

Заболотник С. И. О сезонном промерзании и протаивании грунтов на территории Монгольской Народной Республики.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 3. Чита, 1969, с. 96—102.

Заболотник С. И. Динамика температурного поля сезонно- и многолетнемерзлых пород при нарушении покровов в Центральной Якутии.— В кн.: Общее мерзлотоведение. Новосибирск: Наука, 1978, с. 210—214.

Заболотник С. И., Шасткевич Ю. Г. Некоторые данные о температуре горных пород на территории Монгольской Народной Республики.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 3. Чита, 1969, с. 85—90.

Захарова А. Ф. Основные особенности радиационного и теплового балансов территории южной тайги Средней Сибири.— В кн.: Климат и воды юга Средней Сибири. Иркутск, 1966, с. 49—76.

Золотарь И. А. Некоторые вопросы проектирования и строительства автомобильных дорог в северных районах области многолетнемерзлых грунтов.— В кн.: Вопросы транспортного строительства в районах вечной мерзлоты. М.: изд. ВНИИ трансп. стр-ва, 1958, с. 24—33.

Зубенок Л. И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 264 с.

Зубенок Л. И., Ефимова Н. А., Мухенберг В. В. Материалы к климатическому районированию СССР.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 76. Л.: Гидрометеоиздат, 1958, с. 98—112.

Иванов Н. С. Методы измерения тепловых потоков в горных породах.— В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 91—104.

Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1969. 240 с.

Иванов Н. С., Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства мерзлых горных пород (Справочное пособие). М.: Наука, 1965. 73 с.

Инструкция для изучения мерзлоты почвы в Сибири.— Изв. Рус. геогр. об-ва, Спб., 1895, т. XXXI, 23 с.

Инструкция для изучения мерзлоты почвы. Изд. 2-е/Под ред. Л. А. Ячевского и П. И. Ваннари. Спб., 1912. 25 с.

Калитин Н. Н. Роль актинометрии в разрешении проблемы вечной мерзлоты.— В кн.: Вечная мерзлота. Л.: Изд-во АН СССР, 1930, с. 157—176.

Каменомостская С. Л. О задаче Стефана.— Науч. докл. высшей школы. Физ.-мат. науки, 1958, № 1, с. 60—62.

Карпов Б. И. Инструкция по проведению промышленных испытаний изоляционных конструкций холодильников с помощью измерителя малых тепловых потоков конструкции ЛТИХП. Л.: изд. ЛТИХП, 1963. 22 с.

Качурин С. П. Опыт районирования сезонного промерзания грунтов на территории европейской части СССР.— В кн.: Н. А. Цытович, Н. Н. Богословский, С. П. Качурин. Глубина заложения фундаментов малоэтажных зданий в связи с сезонным промерзанием грунтов. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 43—62.

Климатический атлас Африки. Ч. I. Солнечная радиация, температура воздуха, относительная влажность воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 75 с.

Климатический атлас СССР. Т. I. М.: ГУГМС СССР, 1960. 180 с.

Климатический справочник Австралии и Новой Зеландии. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 144 с.

Климатический справочник Африки. Ч. I. Температура воздуха, осадки. Л.: Гидрометеоиздат. 1968. 480 с.

Климатический справочник Западной Европы. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 678 с.

Климатический справочник зарубежной Азии. Ч. I. Континентальные районы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 540 с.

Климатический справочник зарубежной Азии. Ч. II. Острова и архипелаги Тихого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 653 с.

Климатический справочник Южной Америки. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 369 с.

Климат Москвы. (Особенности климата большого города). Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 323 с.

Ковнер С. С. Об одной задаче теплопроводности.— Ж. геофизики, 1933, т. III, № 1 (7), с. 32—41.

Колесников А. Г., Мартынов Г. А. О расчете глубины промерзания и оттаивания грунтов.— В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 13—36.

Колосков П. И. Глубина зимнего промерзания почвы в европейской части СССР и Казахстане.— В кн.: Мерзлотоведение. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 36—43.

Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 415 с.

Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.

Кондратьева А. С. Теплопроводность снегового покрова и физические процессы, происходящие в нем под влиянием температурного градиента.— В кн.: Физико-механические свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1945, с. 14—28.

Кононов К. Е. Пойменные луга средней Лены. Якутск, 1971. 126 с.

Константинов А. Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 590 с.

Константинов А. Р., Сакали Л. И., Гойса Н. П., Олейник Р. Н. Тепловой и водный режим Украины. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 592 с.

Копанев И. Д. О радиационном балансе Восточной Антарктиды.— Инф. бюл. Советской антарктической экспедиции, 1959, № 6, с. 27—29.

Копанев И. Д. Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 189 с.

Крылов М. М. К теплотехническому анализу промерзания грунта.— Вестн. инженеров и техников, 1934, № 10, с. 466—467.

Крылов М. М. Ледяные изотермические склады. Изд. 3-е. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 88 с.

Кувшинова К. В. О тепловом балансе песчаной пустыни.— В кн.: Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей. М.: Наука, 1965, с. 136—145.

Кудрявцев В. А. О динамике вечной мерзлоты.— В кн.: Труды Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Т. XII. М.: Изд-во АН СССР, 1953а, с. 29—43.

Кудрявцев В. А. Динамика южной границы распространения вечной мерзлоты.— В кн.: Труды Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Т. XII. М.: Изд-во АН СССР, 1953б, с. 45—56.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 181 с.

Кудрявцев В. А. О сезонном промерзании и протаивании почвы.— В кн.: Материалы по общему мерзлотоведению. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 168—173.

Кудрявцев В. А., Максимова Л. Н. Прогноз изменения геокриологических условий при производственном освоении области многолетнемерзлых пород.— В кн.: Труды Третьей международной конференции по мерзлотоведению, 10—13 июля 1978 г., Эдмонтон, Альберта, Канада. Т. 1. Оттава, 1978, с. 523—527.

Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. Новая формула расчета глубины сезонного промерзания и оттаивания грунтов (в случае равных теплофизических характеристик мерзлого и талого грунтов).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. II. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 3—17.

Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. Формула расчета глубины сезонного промерзания грунтов (в случае неравных теплофизических характеристик талого и мерзлого грунтов).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. III. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 3—9.

Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 254 с.

Лайхтман Д. Л., Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Л.— М.: Гостехиздат, 1949. 248 с.

Лапкин Г. И. Определение глубины промерзания грунтов для целей фундаментостроения.— В кн.: Деформация грунтов при замерзании и оттаивании. М.: Госстройиздат, 1955, с. 13—37.

Лебедев А. Н. Европейская территория СССР. (Климат СССР. Вып. 1). Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 368 с.

Лебедев А. Н., Писарева Г. П. Климатические сезоны СССР.— В кн.: Вопросы общей климатологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1956, с. 67—84.

Лебедева К. Д., Сивков С. И., Ястребова Т. К. Результаты исследования термоэлектрических балансомеров Ю. Д. Янишевского.— В кн.: Методика метеорологических наблюдений и обработки. Л.: Гидрометеоиздат, 1965, с. 62—80.

Лейбензон Л. С. Руководство по нефтепромысловой механике. Ч. I. Гидравлика. М.— Л.: ГОНТИ, 1931, с. 144—149.

Лейбензон Л. С. К вопросу о затвердевании земного шара из первоначального расплавленного состояния.— Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофиз., 1939, № 6, с. 625—660.

Ломоносов М. В. О слоях земных.— В кн.: М. В. Ломоносов. О слоях земных и другие работы по геологии. М.— Л.: Госгеолиздат, 1949, с. 17—105.

Лонжид Н. Монгол орны олон жилийн цэвдэг. (Многолетняя мерзлота Монголии). Улаанбаатар, 1969.

Лувсандагва Д. Многолетнемерзлые горные породы Хангай-Хубсугульской горной страны в Монголии. Автореф. канд. дис. Улан-Батор, 1975. 27 с.

Лукьянов В. С., Головко М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. М.: Трансжелдориздат, 1957. 164 с.

Лыков А. В. Теория теплопроводности. М.: Гостехиздат, 1952. 392 с.

Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гостехиздат, 1954. 296 с.

Мальченко Е. В. Мерзлота почвы в Восточной Сибири и в Якутии.— В кн.: Геофизические проблемы Якутии. Л.: Изд-во АН СССР, 1928, с. 150—176.

Мальченко Е. В. Климатические условия в районе мерзлоты.— В кн.: Вечная мерзлота. Л.: Изд-во АН СССР, 1930, с. 105—134.

Мартынов Г. А. О распространении тепла в двухфазной среде при заданном законе движения границы фаз.— Ж. техн. физики, 1955, т. 25, вып. 10, с. 1754—1767.

Мартынов Г. А. Влияние периодических колебаний температуры на глубину промерзания.— В кн.: Вопросы физики приземного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1960а, с. 80—85.

Мартынов Г. А. Сравнение результатов расчета температурного поля протаивающего грунта с данными наблюдений.— В кн.: Вопросы физики приземного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1960б, с. 86—89.

Мартьянова Г. Н. Тепловой режим почв Онон-Аргунской степи и его микроклиматические различия.— В кн.: Сибирский географический сборник, № 6. Л.: Наука, 1970а, с. 174—196.

Мартьянова Г. Н. Радиационный режим и особенности теплового баланса.— В кн.: Топология степных геосистем. Л.: Наука, 1970б, с. 58—69.

Маршунова М. С., Черниговский Н. Т. Радиационный режим зарубежной Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 183 с.

Материалы метеорологических станций по изучению климата, почв и растительности Амурской области. 1909—1910 гг. Спб., 1913. 681 с.

Мельников П. И. О глубине промерзания верхней зоны земной коры на территории Якутской АССР.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 110—113.

Мельников П. И. Влияние подземных вод на глубокое охлаждение верхней зоны земной коры.— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М.: Наука, 1967, с. 24, 25.

Методика мерзлотной съемки/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

Мирзаджанзаде А. Х., Джалилов К. Н. О приближенном решении одномерной задачи Стефана.— Ж. техн. физ., 1955, т. 25, вып. 10, с. 1800—1803.

Молочушкин Е. Н. Результаты годичного наблюдения за температурой грунтов на острове Мостах.— В кн.: Вопросы географии Якутии. Вып. 5. Якутск, 1969, с. 127—137.

Молочушкин Е. Н. Термический режим почвогрунтов на о. Мостах в арктической Якутии.— В кн.: Мерзлота и почва. Вып. 1. Якутск, 1972, с. 108—116.

Монгол орны физик газар зуй. (Физическая география Монголии)/Под ред. Ш. Цэгмида. Улаанбаатар, 1969. 407 с.

Москаленко Н. Г., Славин-Боровский В. Б., Шур Ю. Л., Лазарева Н. А., Малевский-Малевич С. П. Влияние освоения территории на тепловой баланс и термовлажностный режим грунтов на севере Западной Сибири.— В кн.: Труды Третьей международной конференции по мерзлотоведению, 10—13 июля 1978 г., Эдмонтон, Альберта, Канада. Т. 1. Оттава, 1978, с. 55—60.

Мухенберг В. В. Альбедо подстилающей поверхности территории Советского Союза.— В кн.: Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 139. Л.: Гидрометеоиздат, 1963, с. 43—60.

Некрасов И. А. Новые данные об особенностях строения и площади развития криолитозоны в пределах территории СССР.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 3, с. 643—645.

Некрасов И. А. Новые геокриологические карты Аляски и Канады.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1971а, т. 103, вып. 2, с. 178—183.

Некрасов И. А. Криолитозона северного полушария Земли.— В кн.: Геокриологические исследования. Якутск, 1971б, с. 146—152.

Некрасов И. А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития. Якутск, 1976. 247 с.

Некрасов И. А., Климовский И. В. Вечная мерзлота зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. 120 с.

Нерсесова З. А. Фазовый состав воды в грунтах при замерзании и оттаивании.— В кн.: Материалы по лаборатор-

ным исследованиям мерзлых грунтов. Сб. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 37—51.

Несмелова Е. И. Тепловой баланс земной поверхности центральных районов Восточной Сибири.— Геофиз. бюл. МГК АН СССР, 1973, № 25, с. 70—77.

Несмелова Е. И., Семенюк Е. А., Яхова Н. М. Радиационный режим и особенности развития теплообмена в породах на Алданском и Патомском нагорьях.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VII. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 211—223.

Общее мерзлотоведение (геокриология)/Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд. 2-е. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с.

Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1955. 120 с.

Огнева Т. А. О соотношении составляющих теплового баланса на территории Советского Союза.— В кн.: Тепловой баланс. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. с. 110—117.

Оловин Б. А., Ведяев Ю. М., Жученко Е. Т. К выбору технологии оттаивания мерзлых пород россыпного месторождения р. Дарасун.— В кн.: Вопросы разработки рудных россыпных месторождений. М.: Недра, 1970, с. 217—221.

Орлов В. О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.

Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: Наука, 1965. 254 с.

Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, 1975. 304 с.

Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.

Павлов А. В., Оловин Б. А. Искусственное оттаивание мерзлых пород теплом солнечной радиации при разработке россыпей. Новосибирск: Наука, 1974. 180 с.

Перльштейн Г. З. Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на Северо-Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 304 с.

Пивоварова З. И. Изучение режима солнечной радиации в СССР.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, с. 41—56.

Пивоварова З. И., Плешкова Т. Г. О радиационном режиме СССР по материалам наблюдений сети станций.— В кн.: Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания. Т. IV. Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Порхаев Г. В. Теплофизические основы управления взаимодействием сооружений с мерзлыми грунтами.— В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. II. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 80—117.

Программа для собирания сведений о вечной мерзлой почве в ледяных слоях/Сост. Л. А. Ячевский.— Изв. Имп. рус. геогр. об-ва, Спб., 1889, т. XXV, вып. V, с. 1—3.

Прохоров И. И. О вычислении глубины промерзания почвы.— В кн.: Труды Казахского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Вып. 5. Л.: Гидрометеоиздат, 1955, с. 101—115.

Пузаков Н. А. Водно-тепловой режим земляного полотна автомобильных дорог. М.: Автотрансиздат, 1960. 168 с.

Рагчаа Т. Монгол орны ул херсний хөлдөлт гэсэлтэнд уур амьсгалын нөлөөлөх зарим онцлог. (Некоторые особенности влияния климатических условий на промерзание и протаивание грунтов на территории МНР).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 9. Улаанбаатар, 1970.

Рашкин А. В., Шувалов Н. Г. Теплообмен протаивающих пород при применении пленочных покрытий.— В кн.: Вопросы разработки рудных и россыпных месторождений. М.: Недра, 1970. с. 193—210.

Редозубов Д. В. Закономерности температурного поля вечной мерзлоты на Воркуте.— В кн.: Труды Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Т. I. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 137—164.

Редозубов Д. В. Терморазведка на мерзлоту.— В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1959, с. 66—82.

Рейнюк И. Т. Изучение теплообмена в системе атмосфера — почва — литосфера в инженерных целях.— В кн.: Труды ВНИИ-1 за 1957 г. Магадан, 1958, с. 5—8.

Рейнюк И. Т. Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты.— Магадан, 1959. 24 с.

Рекомендации по выбору и подготовке строительных площадок в тундровой зоне, инженерной и биологической рекультивации участков, нарушенных в результате строительства газопроводов/Под ред. А. В. Павлова. Якутск, 1978. 27 с.

Рубинштейн Е. С. Климат Союза Советских Социалистических Республик. Ч. I. Температура воздуха. Вып. 3. Средние месячные температуры воздуха в азиатской части СССР. Л.: Изд-во ГГО. 1931. 46 с.; 1932 — атлас 48 с.

Рубинштейн Л. И. О решении задачи Стефана.— Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофиз., 1947, т. XI, № 1, с. 37—54.

Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 124 с.

Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 130 с.

Руководство по теплобалансовым наблюдениям. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 150 с.

Русин Н. П. Климат Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 112 с.

Саввинов Д. Д. Гидротермический режим почв в зоне многолетней мерзлоты. Новосибирск: Наука, 1976. 254 с.

Серова Н. В. К вопросу об определении термических характеристик мерзлой почвы и снега.— В кн.: Вопросы физики приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1957, с. 80—86.

Серова Н. В. Исследование теплового режима почвы в зимнее время.— Метеорология и гидрология, 1958, № 2, с. 24—27.

Сессия Ученого совета Института мерзлотоведения.— В кн.: Мерзлотоведение. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 79—80.

Скрябин П. Н. Тепловой режим грунтов в районе Игарки.— В кн.: Вопросы геокриологии в трудах молодых ученых и специалистов. Якутск, 1976, с. 87—95.

Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть). Ежегодные данные. 1964—1968. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 600 с.

Солопов А. В. Оазисы в Антарктиде. М.: Наука. 1967. 144 с.

Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 474 с. Атлас (приложение). 40 с.

Справочник по климату Антарктиды. Т. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 493 с.

Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории северного полушария/Под ред. В. Я. Шаровой. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 148 с.

Стоценко А. В. О формулах по определению глубины сезонного промерзания почвы. Владивосток, 1950. 16 с.

Стоценко А. В. Сезонное промерзание грунтов Дальнего Востока вне области вечной мерзлоты. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 248 с.

Стоценко А. В. О картах глубины сезонного промерзания грунтов на территории СССР.— В кн.: Сборник научных работ ДальпромстройНИИпроекта. Вып. 7. Владивосток, 1965, с. 41—59.

Стоценко А. В., Равнянская Н. К. О формулах и картах по определению глубины промерзания грунтов.— Гидротехника и мелиорация, 1971. № 3, с. 36—44.

Строительные нормы и правила. Ч. 2. разд. А, гл. 6. Строительная климатология и геофизика. СНиП II-А. 6—72. М.: Госстройиздат, 1973. 320 с.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток. 1927. 372 с.

Сумгин М. И. Южная граница вечной мерзлоты в пределах СССР.— В кн.: Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Т. II. Л.: Изд-во АН СССР, 1933, с. 7—64.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд. 2-е. М.— Л.. Изд-во АН СССР, 1937. 372 с.

Сычев К. А. Тепловой баланс деятельного слоя вечной мерзлоты в летний период.— В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 1. Л.: Морской транспорт, 1959, с. 87—93.

Тепловой баланс Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 41 с.

Технические условия проектирования оснований и фундаментов на вечномерзлых грунтах (СН 91-60). М.: Госстройиздат. 1960. 67 с.

Тимофеев Н. А. Некоторые закономерности таяния снега в условиях Ленинградской области.— В кн.: Вопросы физики приземного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат. 1958. с. 20—33.

Тимофеев М. П., Кириллова Т. В., Огнева Т. А. Закономерности теплового баланса естественных поверхностей.— В кн.: Современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, с. 67—82.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М.: Гос. изд-во техн.-теорет. лит., 1953. 680 с.

Томирдиаро С. В. Природные процессы и освоение территорий зоны вечной мерзлоты. М.: Недра, 1978. 144 с.

Төөмөрбаатар Д. Улаанбаатар хотын ул. хөрсний холдолт гэсэлтийн и горим зуй. (Режим промерзания и протаивания грунтов в г. Улан-Баторе).— В кн.: Монгол орны газарзуйн асуудлууд. Дугаар 9. Улаанбаатар, 1970.

Тумель Н. В. Температурный режим и криогенное строение мерзлых пород восточной части Большеземельской тундры.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. VI. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 58—105.

Тыртиков А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1969. 192 с.

Тютюнов И. А. Миграция воды в торфяно-глеевой почве в периоды замерзания и замерзшего ее состояния в условиях неглубокого залегания вечной мерзлоты. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 141 с.

Утенков В. Ф. Промерзание грунтов.— Бюл. строит. техники, 1945, № 16, с. 1—5.

Федорович Д. И. Определение теплофизических характеристик промерзающих и протаивающих грунтов по анализу естественного температурного поля.— В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М.: Наука, 1970, с. 129—138.

Фельдман Г. М. К расчету влажностного поля грунта при промерзании.— В кн.: Материалы к учению о мерзлых зонах земной коры. Вып. 9. Теплофизические вопросы строительства на мерзлых грунтах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 27—42.

Фельдман Г. М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. 190 с.

Филиппов П. И., Тимофеев А. М. Методы определения теплофизических свойств твердых тел. Новосибирск: Наука, 1976. 104 с.

Филипповский С. П. Применение принципа последовательной смены стационарных состояний при решении задач тепло-массопереноса.— В кн.: Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов. М.: Наука, 1964, с. 181—187.

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М.: Недра, 1966. 156 с.

Фудзи Й., Хигучи К. О вечной мерзлоте на вершине горы Фудзи.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению (Якутск, 16—28 июля 1973 г.). М.: Наука, 1973, с. 40.

Хакимов Х. Р. К вопросу о тепловых расчетах промерзания и оттаивания грунтов.— В кн.: Деформация оснований при замерзании и оттаивании грунтов. М.: Госстройиздат, 1952, с. 45—63.

Хаскинд М. Д. Промерзание грунта под изолированной поверхностью.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 4, с. 782—785.

Хигучи К., Фудзи Й. О мерзлоте на вершине горы Фудзи.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 8. Якутск, 1975, с. 202.

Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Изд. 3-е. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 568 с.

Чарный И. А. Определение границы изменения агрегатного состояния при охлаждении или нагревании тел.— Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1948, № 2, с. 187—202.

Чжоу Ю-у, Ду Хун-Хуань. Первичные исследования вечной мерзлоты на Цинхайтибетском плоскогорье.— Kexue tongbao, 1963, № 25, с. 60—63. (На кит. яз.).

Чекотилло А. М. Сезонное промерзание почвы равнинной территории европейской части СССР и проблема глубины укладки подземных трубопроводов. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Череменский Г. А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 271 с.

Черкашин В. А., Червец С. М., Иванов Ю. А. Производство земляных работ в зимних условиях. Справочное пособие. Изд. 2-е. М.: Госстройиздат, 1971. 158 с.

Чистотинов Л. В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М.: Наука, 1973. 144 с.

Чудновский А. Ф. Физика теплообмена в почве. М.— Л.: Гостехиздат, 1948. 214 с.

Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. М.: Гостехиздат, 1954. 444 с.

Чудновский А. Ф. Лучистая энергия.— В кн.: Основы агрофизики. М.: Физматгиз, 1959.

Шасткевич Ю. Г., Заболотник С. И. Поток внутриземного тепла в Монгольской Народной Республике.— Studia geoph. et geod., Praha, 1975, № 19, с. 197—200.

Шасткевич Ю. Г., Сорокина З. Г. О тепловом балансе земной поверхности в центральной части Станового нагорья.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967, с. 161—168.

Шац М. М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. Новосибирск: Наука, 1978. 103 с.

Шац М. М. Распространение мерзлых горных пород в южной части Средней Сибири. В кн.: Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск, 1981.

Швецов П. Ф. Вводные главы к основам геокриологии.— В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1955, 107 с.

Швецов П. Ф. О принципах районирования многолетней криолитозоны.— В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. III. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 18—38.

Шехтер Ф. Н., Цейтин Г. Х. Глубина промерзания и температура почвы в зимнее время.— В кн.: Физика приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1955, с. 44—65.

Шехтер Ф. Н. Промерзание грунта при заданной температуре на деятельной поверхности.— В кн.: Вопросы физики приземного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1960, с. 42—61.

Шимановский С. В. Электротермометр для измерения температур на больших глубинах.— В кн.: Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 1. Якутск, 1942, с. 98—101.

Шкадова А. К. Температурный режим почв на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 240 с.

Шостакович В. Б. Климатические условия существования вечной мерзлоты почвы.— В кн.: Труды Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории. Иркутск, 1928, № 2—3, с. 120—124.

Шполянская Н. А. Вечная мерзлота Забайкалья. М.: Наука, 1978. 132 с.

Яковлев Г. Н. Снежный покров на дрейфующих льдах Центральной Арктики.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1960, вып. 3. с. 65—76.

Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы их наблюдений. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 416 с.

Ячевский Л. А. О вечномерзлой почве в Сибири (с картою).— Изв. Имп. рус. геогр. об-ва, Спб., 1889, т. XXV, вып. V, с. 341—351.

Ячевский Л. А. О термическом режиме земной поверхности в связи с геологическими процессами.— Горный ж., 1905, т. 2, № 4, 5, 6, с. 59—95, 211—236, 337—368.

Abbey F. L., Gray D. M., Male D. H., Erikson D. E. L. Index models for predicting ground heat flux to permafrost during thawing conditions.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 3—9.

Ahrnsbrack W. E. Summertime radiation balance and energy budget of the canadian tundra.— Techn. Rept. Univ. of Wisconsin. Dept. Meteorology, 1968, N 37.

Alaska regional profiles. Southcentral Region. State of Alaska. Climate, 1974, p. 4—10.

Aldrich H. P., Paynter H. M. Analytical studies of freezing and thawing of soils.— In: 1st Intern. rept. to ACFEL. Boston, Mass., 1953.

Aldrich H. P., Paynter H. M. Derivation of rational formula for the prediction of frost penetration.— In: Highway Res. Board Bul., 1956, N 135, p. 145—149.

Antarctic soils and soil forming processes/Ed. Y. C. F. Tedrow. Washington, 1966. 177 p.

Arctic and subarctic construction. Chap. I. General provisions.— AFM 88—19, 1954, pt. XV.

Arctic weather stations.—Weather, 1954, v. IX, № 5.

Aurén T. E. Radiation climate in Scandinavian Peninsula.— Arkiv för Matematik, astronomi och fysik, 1939, Bd 25, Hf. 5.

Barsch D. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from Swiss Alps.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 348—353.

Beck A. E., Beck J. M. On the measurements of the thermal conductivities of rocks by observations on a divided bar apparatus.— Trans. Amer. Geophys. Union., 1958, v. 39.

Beck A. E., Anglin F. M., Sass J. H. Analysis of heat flow

data in situ thermal conductivity measurements.— Can. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 1—19.
Beckel D. K., Brown R. J. E. Studies on seasonal changes in the temperature gradient of the active layer of soil at Fort Churchill, Manitoba.— Arctic, 1957, v. 10, № 3.
Benninghoff W. Interaction of vegetation and soil frost phenomena.— Arctic, 1952, v. 5.
Benninghoff W. Relationships between vegetation and frost in soils.— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 November 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, NRC, 1963.
Berggren W. P. Prediction of temperature distribution in frozen soils.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1943, pt. 3.
Bescow G. Svenska Väginstituted, 1930, № 25.
Bescow G. Tjälbildningen och Tjällyftningen med särskild Hänsyn till vägar och järnvägar. Stockholm, 1935, 242 S.
Bescow G. Frostbildung und Frosthebung.— Der Strassenbau, 1936, № 4, S. 53—57; N 5, S. 73—77; № 9, S. 137—140; № 10, S. 154—156.
Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado.— Bul. Geol. Soc. America, 1950, v. 61, p. 567—630.
Black R. Permafrost. A review.— Bul. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, № 1, p. 839—855.
Boughner M. A. The climate of Canada.— Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1937, v. 63.
Bowen S. (ed). U. S. tundra biome project.— Progress Rep., 1971, v. 1.
Bouyucos G. J. Classification and measurement of the different forms of water in the soil by means of the dilatometer method.— Techn Bul. Michigan Agric Experim. Stat, 1917, № 36.
Bouyoucos G. J. Movement of soil moisture from small capillaries to the large capillaries of the soil upon freezing.— J. Agric. Res., 1923, v. XXIV, № 5.
Brazel A. J. Micro-and topoclimatology: the case of an alpine pass: Chitistone Pass, Alaska.— Intern. Geogr., 1972, v. 1, p. 133—135.
Brewer M. Some results of geothermal investigations of permafrost in northern Alaska.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958a, v. 39, № 1, p. 19—26.
Brewer M. C. The thermal regime of an arctic lake.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958b, v. 39, p. 278—284.
Brooks A. H. Gold placers of the Seward Peninsula, U. S.— Geol. Surv. Bul., 1908, № 328.
Brooks F., Connor A. J. e. a. Climatic maps of North America. Cambridge, Mass.. Harvard Univ. Press., 1936.
Brown R. J. The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR.— Arctic, 1960, v. 13, № 3, p. 163—177.
Brown R. J. E. Influence of vegetation on permafrost.— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 November 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.; NAS, NRC, 1963a.
Brown R. J. E. Relation between mean annual air and ground temperatures in permafrost region of Canada.— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 November, 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, NRC, 1963b.
Brown R. J. E. Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR.— Polar Record, 1967a, v. 13, № 87, p. 741—751.
Brown R. J. E. Permafrost in Canada. (Map 1246 A).— NRC and Geol. Surv. of Can., 1967b.
Brown R. J. E. Influence of climatic and terrain factors on ground temperatures at three locations in the permafrost region of Canada.— In: Permafrost, Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973.
Brown R. J. E. Permafrost investigations in Quebes and Newfoundland (Labrador).— NRC, Techn. Pap. of the Div. of Building Res. Ottawa, 1975, № 449, 100 p.
Brown R. J. E. Influence of climate and terrain on ground temperatures in the continuous permafrost zone of Northern Manitoba and Keewatin district, Canada.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 15—21.
Brown R. J. E., Péwé T. L. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963—1973. In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 71—100.
Brown J., Grave N. A. Physical and thermal disturbance and protection of permafrost.— In: Special Report 79—5. (CRREL) Hanover, New Hampshire: CRREL, 1979. 42 p.
Brown W. G. Graphical determination of temperature under heated or cooled areas on the ground surface. Ottawa: NRC, Division of Build. Res., 1963, p. 35.
Brown W. G., Johnston G. H., Brown R. J. E. Comparison of observed and calculated ground temperatures with permafrost distribution under a northern lake.— Can. Geotechn. J., 1964, v. 1, № 3, p. 147—154.
Bullard W. E. A review of soil freezing as affected by snow cover, plant cover and soil conditions in Northwestern United States.— Union géodésique, géophys. intern., Assoc. hydrologie sci. compt. rend. Assemb. gen., Rome, 1954, p. 132—136.
Capps S. R. Glaciation in Alaska.— Unit. St — Dep. of the Interior Prof. Pap., 1931, 170 — A.
Carlson H. Calculation of depth of thaw in frozen ground. Spec. Rep.— Highway Res. Board, 1952, № 2, p. 192—223.
Carslaw H. S. Introduction to the mathematical theory of the conduction of heat in solids. London, 1921.
Carslaw H. S., Jeager J. C. Conduction of heat in solids. Oxford: Clarendon Press, 1959. 510 p.
Carson J. E. Soil temperature and weather conditions.— Rept. Argonne Nat. Lab., 1961, N 6470.
Cermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millenium.— Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 1971, v. 10, p. 1—19.
Clear — weather snow-melt runoff in a densely forested area, North Santiam River Basin.— Res Note, Suppl. 2, Corps of Engineers, North Pacific Division. Snow Investigations, 1955, N 19, 15 p.
Climatic atlas for Europe, v. 1, Geneva — Budapest: Cartographia, 1970. 60 p.
Climatic atlas of the United States. Washington, D. C.: Environmental Data Service, 1968.
Climatological atlas of Canada. Ottawa: NRC, 1953. 253 p.
Construction of airfields on permanently frozen ground. Airfield pavement desing, 1946, № 7, p. 1—20.
Cook F. A. Near — surface soil temperature measurements at Resolute Bay, Northwest Territories.— Arctic, 1955, v. 8, p. 237—249.
Cook F. A. Temperatures in permafrost at Resolute, N. W. T.— Geogr. Bul., 1958, № 12, p. 5—18.
Cook F. A. Hourly air and near — surface soil temperatures at Resolute. N. W. T.— Arctic, 1961, v. 14, № 14, p. 237—241.
Corte A. E. Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover as an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentine.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 263—269.
Crabb G. A. Smith J. L. Soil — temperature comparisons under varying covers.— Highway Res. Board Bul., 1953, N 71.
Crampton C. B., Rutter N. W. A geoecological terrain analysis of discontinuously frozen ground in the upper Mackenzie valley, Canada.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 101—105.
Crawford C. B. Frost penetration studies in Canada an aid to construction.— Roads and Enging. Constr., 1955, v. 93, № 2, p. 71.
Crawford C. B., Boyd D. W. Climate in relation to frost action.— Highway Res. Board Bul., 1955, № 111, p. 63—75.
Crawford C. B., Legget R. F. Cround temperature investigations in Canada.— Engng. J., 1957, v. 40, № 3, p. 8.
Czeppe Z. Thermic differentiation of the active layer and its influence upon the frost heave in periglacial regions (Spitsbergen).— Bul. de l'Académie Polonaise des Sciences, 1960, v. VIII, № 2, p. 149—152.
Davies J. A. Net radiation studies in the Schefferville trea.— Arctic, 1963, v. 16, № 1.
Drew Y. V. and oth Rate and depth of thaw in Arctic soils. Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, № 4, p. 697—701.
Dücker A. Untersuchungen über die Frostgefährtichen Eigenschaften nichtbindiger Böden.— Forschungsarbeiten aus dem Straßenwesen, Berlin, 1939, Bd 17.
Dücker A. Frosteinwirkung auf bindige Böden.— Strassenbau Jahrbuch, 1939/40.
Ferguson H. L., O'Neill A. D. J., Cork H. F. Mean evaporation over Canada.— Water Resour. Res., 1970, № 6, p. 1618—1633.
Fitton E. The climates of Alaska.— Monthly Weather Rev., 1930, v. 58, № 3.
Fletcher R. J. A guide to current published meteorological

data for Northern Lands. Pt. 2.— Polar record, 1975, v. 17, № 111, p. 645—669.
Fourier J. Theorie analytique de la shaleur. Paris, 1822.
Fourier J. Analytische Theorie der Wärme. Berlin, 1884.
Frank Ph., Mises R. Die Differential — und Integralgleichungen der Mechanik und Physik. Zweiter (physikalischer) Teil. 2 vermehrte Auflage. Braunschweig: Druck und verlag von Friedr. Vieweg und Sohn Akt. Ges., 1935. 1106 S.
French H. M. Soil temperatures in the active layer, Beaufort Plain.— Arctic, 1970, v. 23, № 4, p. 229—239.
Frost R. L. A climatological review of the Alaska — Yukon Plateau. Monthly Weater Rev., 1934, № 8.
Fry E. Sea supply of the arctic weather stations. Canad. Surveyor, 1955, v. 12, № 10.
Fujii Y., Higuchi K. On the permafrost at the summit of Mt. Fujii.— J. Japan. Soc. Snow and Ice, 1972, v. 34, № 4, p. 173—186.
Fujii Y., Higuchi K. Ground temperature and its relation to permafrost occurrences in the Khumbu region and Hidden Valley.— J. Japan. Soc. Snow and Ice, 1976, v. 38, p. 125—128.
Fujii Y., Higuchi K. Distribution of alpine permafrost in the Northern Hemisphere and its relation to air temperature.— In: Proceedings of the Third International conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 366—371.
Garner C. Y., Ohmura A. A method of calculating the direct short wave radiation income of slopes.— J. Appl. Met., 1968, v. 7, p. 796—800.
Gandahl R., Bergau W. Two methods for measuring the frozen zone in soil.— In: Proceedings of the Fourth international conference on soil mechanics and foundation engineering. V. 1, 1957, p. 32—34.
Gavrilova M. K. Radiation climate of the Arctic. Jerusalem, Israel program for scientific transl. for the Nat. Science found. Washington, D. C., 1966. 178 p. (Transl. from russian).
Gavrilova M. K. Classification of the relation between climate and permafrost and the permafrost climatic regions.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1, Ottawa: NRC, 1978, p. 22—28.
Geiger R. Das Klima der Bodennahen Luftschicht. Minich, 1927.
Gerdel R. W. The transmission of water through snow.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, v. 35, p. 475—485.
Gill D. A spatial correlation between plant distribution and unfrozen ground within a region of discontinuous permafrost (1).— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 105—113.
Gohl H. Alaska. Vast land on the edge of the Arctic. Berne: Kummerly and Frey Geograph. Publish, 1970. 140 p.
Gold L. W. Influence of snow cover on heat flow from the ground.— Assemblee generale de Toronto, 1957, v. 4, p. 13—21.
Gold L. W. Influence of snow cover on heat flom from the ground.— Publ. Assoc. Internat. Hydrol. Sci., 1958, № 46.
Gold L. W. Influence of surface conditions on ground temperature.— Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4, p. 199—208.
Gold L. W., Lachenbruch A. H. Thermal conditions in permafrost. A review of North American literature.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 3—25.
Gold L. W., Johnston G. H., Slusarchuk W. A., Goodrich L. E. Thermal effects in permafrost.— In: Proc. Canad. north. pip. res. conf. Ottawa: NRC, 1972, p. 25—45.
Goodrich L. E. Some results of a numerical study of ground thermal regimes.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 29—34.
Granberg H. B. Indirect mapping of the snowcover for permafrost prediction at Schefferville, Quebec.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 113—120.
Griffiths J. E., Ranaivoson R. Madagascar.— In: World survey of climatology. V. 10. Climates of Africa. Amsterdam — London — New York: Elsevier scientific publishing company, 1972, p. 461—499.
Haeberli W. Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 378—384.
Hand J. E. Distribution of solar energy over the United States.— Heat, and Ventilat., 1953, № 7.
Hanson H. C. Vegetation and soil profiles in same solifluction and mound areas in Alaska.— Ecology, 1950, v. XXXI, № 4, p. 606—630.
Hare F. K. The observed water balance of North America.— Internat. Geogr., Toronto, 1972, v. 1, p. 147—148.
Hare F. K., Hay J. E. Anomalies in the large scale annual water balance over Northern North America.— Canad. Geogr., 1971, v. 15, № 2, p. 79—84.
Hare E. K., Hay J. E. The climate of Canada and Alaska.— In: World survey of climatology. V. 11. Climates of North America. Amsterdam — London — New York: Elsevier scientific publishing company, 1974, p. 49—192.
Hare F., Montgomery. Ice, open water and winter climate in the eastern Arctic of North America.— Arctic, 1949, v. 2, N 2.
Harris S. A., Brown R. J. E. Plateau mountain: a case study of alpine permafrost in Canadian Rocky Mountains.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 385—391.
Haugen R. K., Brown J. Climatic and dendroclimatic indices in the discontinuous permafrost zone of the Central Alaskan uplands.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 392—398.
Hay J. E. Aspects of the heat and moisture balance of Canada.— Thesis University London, 1970a.
Hay J. E. Modelling of radiation climate of Canada.— In: Presented to Annual Conference, Canadian Association of Geographers. Winnipeg, Manitoba, 1970b.
Heginbottom J. A. Some effects of surface disturbance on the permafrost active layer at Inuvik, N. W. T., Canada. In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 649—657.
Heiersted R. S. Thermal climate regime on road and ground surface.— Frost J. Jord, Oslo — Norway, 1975, N 16, p. 5—12.
Higuchi K., Fujii Y. Premafrost at the summit of Mount. Fuji, Japan,— Nature, 1971, v. 230, № 5295, p. 521.
Higuchi K., Fujii Y. Depth to the permafrost table around the crater Rim at the summit of Mount. Fuji, Japan. In: II Internat. conf. on permafrost. Tokyo, 1973, 1 p.
Hoinkes H. Bericht über den Rurs für Hochgebirgeforschung 1955 in Obergurl.— Gletscherkunde und Glazialgeol., 1956, Bd 3, N 2, S. 261—267.
Hopkins D. M., Sigatoos R. S. Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula, Alaska.— Geol. Surv. Bul., 1951, № 974.
Hopkins D., Karstrom F., Black R., Williams J., Péwé H., Fernald A., Muller E. Permafrost and ground water in Alaska.— Geol. Surv., Prof. Pap., 1955, 264 — F.
Höschele K., Rentschler W. Die Anwendung von Heißleitern für Temperatur und Bodenfeuchtemessungen.— Geofis. pura e appl., 1958, v. 39, № 1, S. 225—233. (Milano).
Horai Ki-iti, Simmons G. Thermal conductivity of rockforming minerals.— Earth Planet, Sci. Lott., 1969, v. 6, p. 359—368.
Huber A. Über das Fortscheiten der Schmelzgrenze ineinem linearen Leiter.— Z. angew. Math. und Mech., 1939, Bd 19, H. 1, S. 1—21.
Hunt C. B. Physiography of the United States. London — San Francisco, 1967.
Huovila S., Pihlajavaara S. E. Suomen ilmaston pääpiirteet crityisesti talvirakentamista silmälläpitäen.— Valtion tekn. tutkimuslaitos, 1956, № 2. 85 S.
Hydrologic atlas of Canada. Ottawa: NRC, 1969.
Hwang C. T., Murray D. W., Brooker E. W. A thermal analysis for structures on permafrost.— Canad. Geotechn. J., 1972, v. 9, p. 33—46.
Ives J. D. Permafrost and its relationship to other environmental parameters in a mid — altitude setting, Front Range, Colorado Rocky Mountains.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 121—125.
Jackson C. Insolation and albedo in Quebec — Labrador.— Arctic Meteorol. Res. Group, Montreal, 1959, № 13.
Jackson C. Estimates of total radiation and albedo in subarctic Canada.— Arch. Meteorol. Geophys. und Bioklimatol., 1960, Ser. B, Bd 10, Hf. 2.
Jennes J. L. Permafrost in Canada. Origin and distribution of permanently frozen ground, with special reference to Canada.— Arctic, 1949, v. 2, № 1, p. 13—27.

Johnston W. A. Frozen ground in the glaciated parts of northern Canada.— Roy Soc. Canada Trans., 1930, ser. 3, v. 24, sect. 4, p. 31—40.

Johnston G. H. Instructions for the fabrication of thermocouple cables for measuring groung temperatures.— Div. of Build. Res., NRC, Techn. Pap. 157, 1963, 11 p.

Johnston G. H. Compact ground temperature recorder.— Canad. Geotechn. J., 1966, v. 3, N 4, p. 246—250.

Jouce J. R. F. Notes on ice frost development, Heny Fjord, Graham Land, Antarctica.— J. Geol., 1950, v. LVIII, N 6, p. 646—649.

Jumikis A. R. The frost penetration problem in Highway Engineer. New Brunswick, New Jersey: Rutgers University Press, 1955. 162 p.

Judge A. S. Deep temperature observations in the Canadian North.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 35—40.

Keil K. Verbesserung des strassenuntergrunds. Dresden, 1957.

Kendrew W. G., Currie B. W. The climate of Central Canada. Ottawa: Queen's Printer, 1955.

Kersten M. S. Thermal properties of soils.— Highway Res. Board, Spec. Rep., 1952, N 2.

Kersten M. S. Thermal properties of frozen ground.— In: Proceedings Permafrost international conference, 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, 1966, p. 301—305.

Kersten M. S., Cox A. E. The effect of temperature on the bearing value of frozen soils. Load carrying capacity of roads as affected by froast action.— Highway Res. Board Bul., 1951, № 40.

Krhounek S. Promrzani půd a Jejich měření půdnim mrazomerem.— Meteorol. Zprávy, 1955, N 8, S. 127—133.

Kung E. C., Bryson R. A., Lenschaw D. H. Study of continental surface a albedo on the basis of feight measurements and structure of the earth's surface cover over North America.— Monthly Weather Rev., 1964, N 92, p. 543—564.

Kuroda M., Furukawa G. Measurement of water content of snow deposit.— J. Japan. Soc. Snow. and Ice, 1952, v. 13, p. 144—152.

Lachenbruch A. H. A probe for measurement of thermal conductivity of frozen soils in place.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957a, v. 38, N 5, p. 691—697.

Lachenbruch A. H. Thermal effects of the ocean on permafrost. Bul. Geol. Soc. America, 1957b, v. 68, N 11, p. 1515—1530.

Lachenbruch A. H., Brewer M. C. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in arctic Alaska.— Geol. Surv. Bul., 1959, N 1083 — C, p. 73—109.

Lachenbruch A. H., Marschall B. V. Heat flow in the Arctic.— Arctic, 1969, v. 22, N 3, p. 300—311.

Lachenbruch A. H., Brewer M. C., Greene G. W., Marshall B. V. Temperatures in permafrost. V. 3. Pt 1. New York: Reinhold Publ. Corp., 1962, p. 791—803.

Lamb H. H. Meteorological situations over the South Polar regions and alimentation of the Antarctic ice — cap. 1952.

Lamé G., Clapeyron B. Mémoire sur la solidification par refroidissment d'un globe liquide.— Ann. chimie et de Phys., Paris, 1831, t. 47, p. 250—256.

Lefroy J. H. Second report of the committee appointed for the purpose of reporting upon the depth of permanently frozen soil in polar regions.— Proc. Roy. Geogr. Soc., 1886, v. VII.

Lefroy J. H. Report upon the depth of permanently frozen soil in the Polar Regions.— Its Geographical Limits, and Relation to the present poles of greatest cold.— Proc. Roy. Geogr. Soc., 1889, v. 8, p. 740—746.

Leffingwell E. De K. The Canning River region, Northern Alaska. Geol. Surv. Profess. Pap., 1919, N 109.

Lencewicz S. Lodowce i ich wplym na rzkzbe powierzchni ziemi. Warsaw, 1954. 207 S.

Liljequist G. H. Long-wave radiation and turbulent heat transfer in the Antarctic winter and the development of surface inversions.— In: Polar atmosphere symposium. Pt 1. Meteorol. sec. (AGARD, Oslo, 2—8 July, 1956). London — New York — Paris — Los-Ang.: Pergamon Press, 1958, p. 167—181, 335—341.

Linell K. A. Frost desing criteria for pavements.— Highway Res. Board Bul., 1953, N 71.

Linell K. A. Frost action and permafrost.— In: Highway engineering handbook, pt. 3, New York, 1960, p. 3—35.

Loewe F. Etudes de glaciologie in Terre Adelie 1951—1952.— In: Expeditions Polaires Françaises: Missions Paul — Emile Victor, v. IX. Paris, 1956.

London A. L., Seban R. A. Rate of Ice Formation.— Trans. ASME, 1943, v. 65, № 7, p. 771—778.

Longeay R. Microclimatological studies over the Seward Glacier snowpack.— In: Climatological investigations in the Icefield Ranges, Summer, 1965. Arctic Inst. of N. America, Res. Pap., 1969, N 54, pt. II.

Lotz J. R. Analysis of meteorological and micrometeorological observations, Northern Ellesmere Island, 1959. Arctic Inst. of N. America Res. Pap., 1961, N 12, 81 p.

Low P. E., Anderson D. M., Hoekstra P. Some thermodynamic relationships for soils at or below the freezing point. 1. Freesing point depression and heat capacity.— Water Resour. Res., 1968, v. 4, p. 379—394.

Lunelund H. In Finnland eingestrahlte Wärmemengen.— Societas Scientiarum Fennica.— Commentationes physico-mathematical, 1940, t. XX, № 2.

Lunardini V. J. Theory of n-factors and correlation of data.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. Ottawa: NRC, 1978, p. 40—46.

MacCarthy G. R. Geothermal investigations on the Arctic slope of Alaska.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1952, v. 33, № 4, p. 589—593.

Magyaroszag éghajlati atlasza. (Klima — Atlas von Ungarn). Budapest, 1960. 78 p.

Mather J. K., Thorntwaite. Microclimatic investigations at Point Barrow, Alaska, 1957—1958.— Broxel Inst. Techn. Publ. in Climatology, 1958, v. 11, № 2.

Maykut G. A., Church P. E. Radiation climate of Barrow, Alaska, 1962—1966.— J. Appl. Meteorol., 1973, v. 12, № 4, p. 620—628.

Mateer C. L. A preliminary estimate of the average insolation in Canada.— Canad. J. Agric. Sci., 1955a, v. 35, № 6, p. 579—594.

Mateer C. L. Average insolation in Canada during cloudless days.— Canad. J. Technol., 1955b, v. 33, № 1.

Maunder W. J. Elements of New Zealand's climate.— In: World survey of climatology. V. 13. Climates of Australia and New Zealand. Amsterdam — London — New York: Elsevier scientific publishing company, 1971, p. 229—263.

McFadden J. D., Ragotzkie K. A. Climatological significance of albedo in Central Canada.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 1135—1143.

Middendorff A. Th. Sibirische Reise. Bd I. T. 1. Einleitung, Klimatologie, Geognosie. S-Petersburg, 1848.

Misener A. D. Heat flow and depth of permafrost at Resolute Bay, Cornwallis Island, Northwest Territory, Canada.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, v. 36, № 6, p. 1055—1069.

Mosino Aleman P. A., Garcia E. The climate of Mexico.— In: World survey of climatology, v. 11. Climates of North America. Amsterdam — London — New York. Elsevier scientific publishing company, 1974, p. 345—404.

Muller F. Englacial temperature measurements on Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago.— J. A. S. H. Publ. Commission snow and ice, 1963, № 61, p. 168—180.

Nakaya U. A method of analyzing geothermal data in permafrost.— SIPRE, Res. Paper, 1953, № 5.

National atlas of the United States of America. Washington, D. C.: Geol. Surv., 1970. 417 p.

Nicholson F. H. Permafrost modification by on changing the natural energy budget.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 61—67.

Nicholson F. H. Permafrost distribution and charakteristics near Schefferville. Quebec: recent studies.— In. Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1, Ottawa: NRC, 1978, p. 428—433.

Nicholson F. H., Granberg H. B. Permafrost and snowcover relationships near Schefferville.— In: Permafrost, Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 151—153.

Ohmura A. Heat and water balance on Arctic tundra.— Internat. Geogr. Toronto, 1972, v. 1, p. 175—176.

Orvig S. Thermal aspects. (Moderator's report).— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 Nov. 1963. Lafayette, Indiana, Washington, D. C.: NAS, 1963, p. 553—554.

Oura H., Kinosita S. Measurement of free water content in snow.— T. K. (Physics), 1954, № 12, p. 61—72.
Outcalt S. I., Brown J. Computer modelling of terrain modifications in the arctic and subarctic.— In: Paper to be presented at the XXIII Internat. Geogr. Symposium K-29. Leningrad, 1976. 8 p.
Outcalt S. I., Goodwin C., Weller G., Brown J. Computer simulation of the snowmelt and soil thermal regime at Barrow, Alaska.— Water resour. res., 1975, v. 11, № 5, p. 709—715.
Pearce D. C., Gold L. W. Observations of ground temperature and heat flow in Canada. Ottawa, 1959.
Peerse M. S. Influence of land use and forest condition on soil freezing and snow depth.— Forest Sci., 1958, v. 4, № 3, p. 246—263.
Penner E. Techn. Publ., 1958, № 5. (Canad. good roads assoc.).
Penner E. The importance of freezing rate in frost action in soils.— Proc. Amer. Soc. Test. Mater., 1961, v. 60, p. 1151—1165.
Penner E. Thermal conductivity of frozen soils.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, p. 982—987.
Péwé T. L. Effect of permafrost on cultivated fields, Fairbanks Area, Alaska.— Geol. Surv. Bul., 1954, 989 — F, p. 315—351.
Peyton H. R. Thermal design in permafrost soils.— In: Proceedings 3rd Canadian permafrost conference. Ottawa: NRC, 1969, p. 85—119.
Permafrost map of Alaska/Comp. by Oscar J. Ferrians, Jr. Miscellaneous Geologic Investigations, map 1—445. M. 1 : 2 500 000. Washington D. C.: Geol. Surv., 1965.
Permafrost in Canada. Map 1246 A, first edition.— Geol. Surv. Canada, 1967.
Potzger J. E., Courtemanche A. Permafrost and some characteristics of bogs and vegetation of Northern Quebec — Rev. Canad. Geogr., 1955, № 9, p. 109—114.
Priesnitz K., Schunke E. An approach to the ecology of permafrost in Central Iceland.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 473—479.
Quervain M. R. De zur Waermeleitung von Schnee,— Union géodesique, geophys. intern. Assoc. Hydrologie Sci. Compt. rend. Assemb. gen. Rome, 1954, N 4, S. 26—32.
Rae R. W. Climate of the Canadian Arctic Archipelago. Toronto: Canada Dept. of Transport, 1951.
Rae R. W. Meteorological activities in the Canadian Arctic.— Arctic, 1954, v. 7, № 3—4.
Ratner B. Upper air average values of temperature, pressure and relative humidity over the United States and Alaska. Washington, 1945.
Rennie J. A., Reid D. E., Henderson J. D. Permafrost extent in the southern fringe of the discontinuous permafrost zone, Fort Simpson, N. W. T.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 438—444.
Richardson J. Notice of a few observations which it is desirable to make on the frozen soil of British North America.— J. Roy. Geogr. Soc., 1839, v. 9, p. 117—120.
Richardson J. On the frozen soil of North America.— Edinburgh New Philos. J., 1841, v. XXX, p. 110—123.
Robinson J. L. Weather and climate of the Northwest Territories.— Canad. Geogr. J., 1946, v. 32, № 3, p. 124—139.
Rouse W. R., Stewart R. B. A simple model for determining evaporation from high latitude upland sites.— J. Appl. Meteorol., 1972, № 11, p. 1063—1070.
Ruekli R. Célivite des sols et fondations des routes.— Bul. techn. Suisse romande, 1943.
Ruckli R. Frostgefartigchem Boden. 1948a.
Ruckli R. Two and three — dimensional ground-water flow towards the ice-lenses formed in the freezing ground.— In: Proceedings of the Second interational conference on soil mechanic and foundation engineering. Rotterdam, 1948b, p. 282—287.
Ruckli R. Der Frost im Baugrund. Wein: Springer — Verlag, 1950. 279 S.
Ryden B. E. Hydrology of Truelove Lowland. Truelove Lowland, Devon Island, Canada: a high Arctic Ecosystem. Alberta: The Univ. of Alberta Press (Can.), 1977, p. 107—137.
Ryden B. E. Energy fluxes related to the yearly phase changes of water in tundra.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 219—224.
Ryden B. E., Kostov L. Ground water and water-frost cycle in a tundra mire.— Striae, Uppsala (Sweden), 1977, v. 4, N 0601, p. 17—19.
Saalschutz L. Über die Warmeverander ungen in den hoheren Erdschichten under dem Einflusse des nicht-periodischen Temperatur-Wechsel an der Oberflache.— Astron. Nachr., 1862, Bd 26, N 1322.
Sailing directions for Baffin Bay and Davis Strait, Washington. U. S. Navy Hydrographic Office, 1952.
Saito R. Physics of fallen snow.— Geophys. Mag., Tokyo, 1949, v. 19, p. 1—56.
Sanderson M. Is Canada's North-West subhumid? — Canad. Geogr. J., 1950a, N 3, p. 142—146.
Sanderson M. Measuring potential evapotranspiration at Norman Wells.— Geogr. Rev., 1950b, N 140, p. 636—645.
Sanger F. J. Degree — days and heat conduction in soils.— In: Proccedings Permafrost international conference, 11—15 Nov. 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, 1963, p. 253—262.
Schutt V. Snow and ice studies in Antarctica. Pt 1. Snow studies at Mandheim. Oslo, 1958. 63 p.
Schwegler E. Uber Bodenfrost. In: Nenes Jahrbuch Min. Geol. Monatshefte, 1943, Abt. A, S. 172—177.
Schwerdtfeger P. The measurement of heat flow in the ground and the theory of heat flux meters.— Techn. Rep. CRREL, Hanover, New Hampshire, 1970, N 232. 31 p.
Scott R. F. Estimation of the heat-transfer coefficient between air and the ground surface.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, N 38.
Scott R. F. Investigations and report on predicted depth of freeze or thaw in soils by climatological analysis of cumulative heat flow.— New England, Waltham, Mass., ACFEL, 1961.
Scott R. F. Factors affecting freeze or thaw depth in soils.— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 Nov., 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, 1963.
Sereda P. J. Measurement of surface moisture.— Second Progress Report. ASRM Bulletin, Ottawa, 1959, N 238, p. 61—63.
Sheppard M. J., Kay B. D., Loch J. P. G. Development and testing of a computer model for heat and mass flow in freezing soils.— In: Proceedings of the Third international conference on permafrost, July 10—13, 1978, Edmonton, Alberta, Canada. V. 1. Ottawa: NRC, 1978, p. 75—81.
Smith P. S. Areal geology of Alaska.— Geol. Surv. Profess. pap.. 1939, N 192.
Smith M. W., Hwang C. T. Thermal disturbance due to channel shifting, Mackenzie Delta, N. W. T., Canada.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 51—60.
Smosarski W. Atmospheric pressure and soil temperature under snow.— Acta Geophys. Polonica, 1955, N 3, S. 103—109.
Spinnagr G. Global radiation and duration of Sunshine in Northern Norway and Spitsbergen. Oslo, 1968.
Stoll A. M., Hardy J. D. Thermal radiation measurements in summer and winter Alaskan climates.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, v. 36, N 2, p. 213—226.
Stefan J. Über einige Probleme der Theorie der Wärmeleitung.— Sitzungsberichte der Academie der Wissenschaften in Wien, 1889, Bd 98, Abt. 11, S. 473—484.
Stefan J. Über die theorie der Eisbildung.— Monatsh. Math. und Phys., Wien, 1890, S. 1—6.
Sunshine and cloudiness at selected stations in the United States, Alaska, Hawaii and Puerto Rico.— Techn. Pap. U. S. Weather Bureau, 1951, N 12.
Taber S. Ice forming in clay soils will lift surface weights.— Engng. News — Rec., 1918. v. XLI, N 6, p. 262—263.
Taber S. Perennially frozen ground in Alaska; its origin and history.— Bul. Geol. Soc. America, 1943, v. 54, N 9, p. 1433—1548.
Terrestrial heat flow/Ed. W. M. K. Lee. Washington, D. C.: Amer. Geophys. Union, 1965.
Temperatures at selected stations in the United States, Alaska, Hawaii and Puerto Rico.— Techn. Pap. U. S. Weather Bereau, 1948, N 9.
Thompson H. A. Freezing and thawing indices in Northern Canada.— In: First canadian conference on permafrost. Ottawa: NRC, 1962, p. 18—36.
Thompson H. A. Air temperatures in Northern Canada with

emphasis on freezing and thawing indices.— In: Proceedings Permafrost international conference, 11—15 Nov., 1963, Lafayette, Indiana. Washington, D. C.: NAS, 1963.

Third international conference on permafrost. (Schematic map of permafrost.) Edmonton, Alberta, Canada, July 10—13, 1978.

Thomas M. K. Climatological atlas of Canada. Ottawa: NRC, 1953. 253 p.

Titus R. L., Truhlar E. J. A new estimate of average global solar radiation in Canada.— Dept. of the Environment, Atmosph. Environm. Serv., 1969, v. CL, p. 17—69.

Vickers W. W. On snow accumulation and meteorologic observations: Ross Ice Shelf and the Victoria Plateau.— JGY, World Data Center a Glaciology, 1958, № 1, p. 1—7.

Viereck L. A. Ecological effects of river flooding and forest fires on permafrost in the taiga of Alaska.— In: Permafrost. Sec. internat. conf. Washington, D. C.: NAS, 1973, p. 60—67.

Vowinckel E., Orvig S. Energy balance of the Arctic I. Incoming and absorbed solar radiation at the ground in the Arctic.— Arch. Meteorol., Geophys., Biocl., 1965, Bd B, p. 352—377.

Vowinckel E., Orvig S. Synoptic heat budgets at three polar stations.— J. Appl. Meteorol., 1971, № 10.

Vowinckel E., Orvig S. FBBA — An energy budget programme.— Meteorology., № 105, Montreal: McGill University, 1972.

Wallen C. C. Global solar radiation and potential evapotranspiration in Sweden.— Tellus, 1966, Bd 18, № 4.

Washburn A. L. Reconnaissance geology of partions of Victoria Island and adjacent regions Arctic Canada.— Geol. Surv. America, 1927, v. 69, mem. 22.

Ward R. D., Brooks C. F., Connor A. J. M. A. The climates of North America.— Handbuch der Klimatologie, Berlin, 1936, Bd II, T. J.

Weller G. The tundra microclimate during snowmelt at Barrow, Alaska.— Arctic, 1972, v. 25, № 4, p. 291—300.

Weller G., Brown J. The structure and function of the tundra ecosystem.— Progress. Rep., v. 1, U. S. Tundra Biome Program, 1971.

Weller G., Holmgren B. The microclimates of the arctic tundra.— Appl. Meteorol., 1974, № 13, p. 854—862.

Wilkins E. B., Dujay W. C. Freezing index data influencing frost action.— In: Proceedings 7th Canadian soil mechanic. conference. Ottawa: NRC, 1954, Techn. Memo. N 33, p. 36—39.

Wilkerson A. S. Some frozen deposits in the gold field of interior Alaska. Amer. Museum Novitates, 1932, v. V.

Williams G. P. Some micrometeorological observations over sphagnum moss.— In: Proceedings Elementh muskeg research conference. Ottawa: NRC, 1966, Techn. Memo. N 87, p. 82—91.

Woodcock A. H. Permafrost and climatology of a Hawaii volcano crater.— Arctic and Alpine Res., 1974, v. 6, № 1, p. 49—62.

World survey of climatology/Ed. H. E. Landsberg. Amsterdam — London — New York: Elsevier publishing company, v. 1—15. 1969—1977.

Yamada S., Tamura S., Yamanouchi M. Investigation of the effect of freezing and thawing on volcanic soil.— J. Sci. Soil Manure. Japan, 1955, № 25, p. 273—279.

Yosida Z. et al. IV Physical studies on deposited snow. Mechanical properties,— In: Contributions from the Institute of Low Temperature Science, № 13. Sapporo 1958a, p. 55—100.

Yosida Z. e. a. V Physical studies on deposited snow. Dielectric properties.— In: Contributions from the Institute of Low Temperature Science, № 14, Sapporo, 1958b.

ЗАМЕЧЕННАЯ ОПЕЧАТКА

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
22, правая колонка	14 снизу	0,6 мккал/(1·см^2).	0,6 мккал/(с·см^2).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. К оценке количественной связи климат — вечная мерзлота 5

1.1. Развитие представлений о связи климата и вечной мерзлоты и возможности ее количественной оценки в России и СССР . . . . . —

1.2. Развитие представлений о связи климата и вечной мерзлоты и возможности ее количественной оценки за рубежом 13

Глава 2. Метеорологические (климатические) элементы как показатели связи климата и вечной мерзлоты 19

2.1. Тепловой поток через земную поверхность как непосредственное связующее звено климата и вечной мерзлоты . . . . . —

2.2. Экспериментальные исследования теплового режима в почвогрунтах 24

2.3. Термический режим приземного слоя как показатель связи климата и промерзания горных пород 44

2.4. О построении мерзлотно-климатических карт 47

Глава 3. Общая характеристика современного климата и вечная мерзлота на земном шаре 52

3.1. Теплобалансовые характеристики климата и вечная мерзлота . . . —

3.2. Термические характеристики климата и вечная мерзлота 54

Глава 4. Макроклимат сезонов и вечная мерзлота на Евразийском и Североамериканском континентах 56

4.1. Макроклимат сезона промерзания . . . . . —

4.2. Макроклимат сезона протаивания 75

4.3. Макроклимат года 80

Заключение 100

Литература 102

Мария Кузьминична Гаврилова

СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА НА КОНТИНЕНТАХ

Ответственный редактор *Вениамин Тихонович Балобаев*

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Институтом мерзлотоведения СО АН СССР

Редактор издательства **Н. Г. Рязанова**. Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**. Художник **Н. А. Савельева**. Технический редактор **Г. Я. Герасимчук**. Корректоры **Г. И. Шведкина, И. А. Литвинова**.

ИБ № 10969

Сдано в набор 05.01.81. Подписано к печати 16.11.81. МН-05279. Формат 60×90¹/₈. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14+вкладка. Усл. кр.-отт. 16,8. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1400 экз. Заказ 411. Цена 3 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

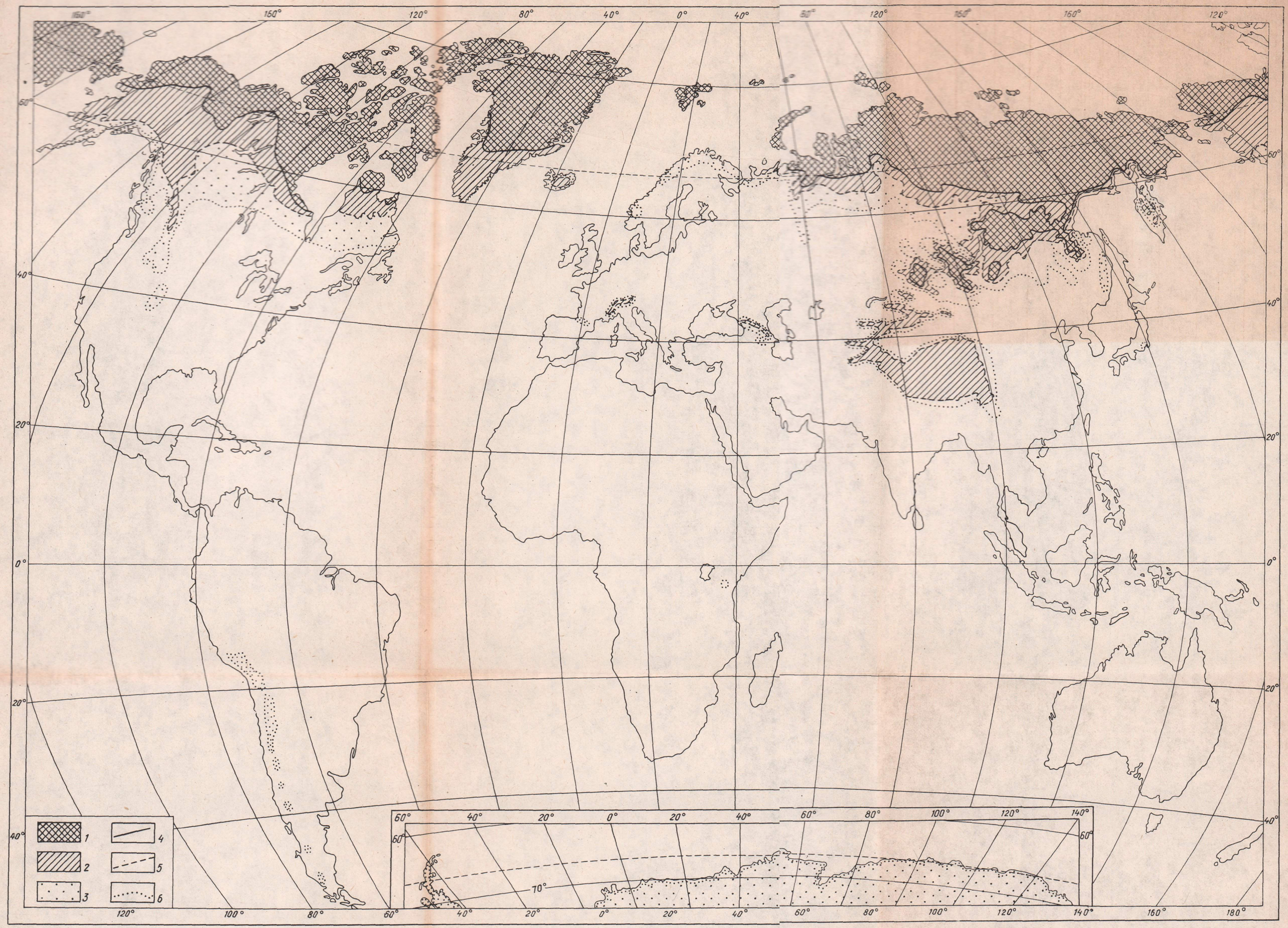

Рис. 3.1. Схематическая карта криолитозон мира.

Криолитозоны: *1* — сплошная, *2* — прерывистая, *3* — островная; границы криолитозон: *4* — сплошной, *5* — прерывистой, *6* — островной.

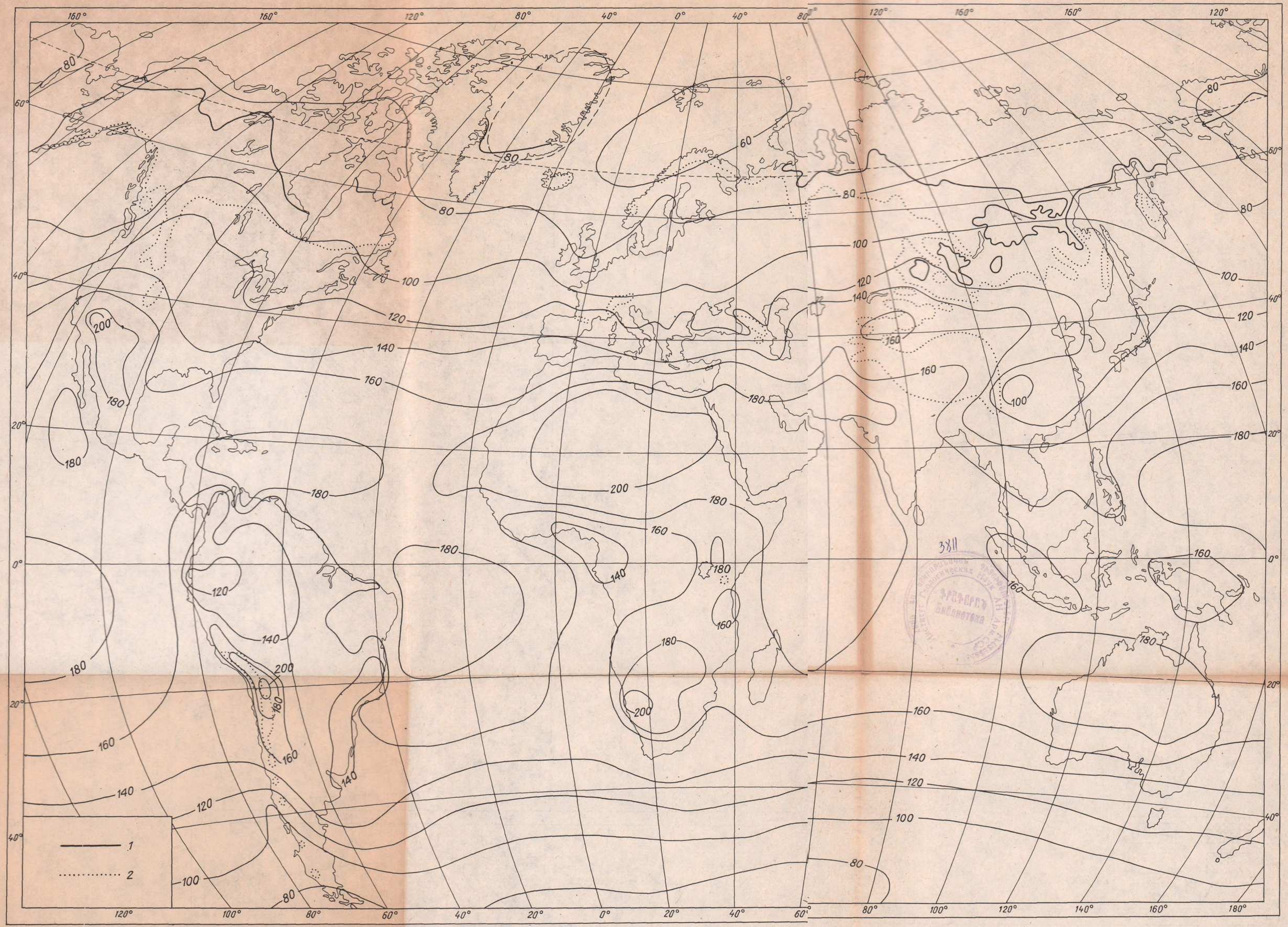

Рис. 3.2. Суммарная солнечная радиация за год (ккал/см²) [Тепловой баланс Земли, 1978] и границы криолитозон.
Границы криолитозон здесь и на рис. 3.3.—3.6: *1* — сплошной, *2* — островной.

Рис. 3.3. Радиационный баланс земной поверхности за год (ккал/см²) [Тепловой баланс Земли, 1978] и границы криолитозон.

3811

Рис. 3.4. Средняя температура воздуха за год (0°С) и границы криолитозон.

Рис. 3.5. **Длительность периода с температурой воздуха ниже 0°С, или сезона промерзания (дни) [Агроклиматический атлас мира, 1972] и границы криолитозон.**

Весь год температура воздуха выше 0°

Весь год температура воздуха выше 0°

Весь год температура воздуха выше 0°

Весь год температура воздуха выше 0°

Рис. 3.6. Длительность периода с температурой воздуха выше 0°С, или сезона протаивания (дни) [Агроклиматический атлас мира, 1972] и границы криолитозон.

3 руб.

3811

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ