

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

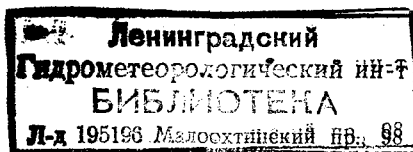
402

ПРОЦЕССЫ ЕСТЕСТВЕННОГО
ТЕПЛООБМЕНА
В УСЛОВИЯХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Под редакцией

канд. физ.-мат. наук С. П. МАЛЕВСКОГО-МАЛЕВИЧА

канд. техн. наук Ю. Л. ШУРА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1978

298652

В сборнике публикуются результаты исследований процессов естественного теплообмена вблизи подстилающей поверхности, выполненных Главной геофизической обсерваторией и Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии на севере Западной Сибири в районах хозяйственного освоения.

Рассмотрены вопросы методики натурных исследований, приводятся основные результаты измерений. Анализируются данные о тепловом балансе некоторых видов подстилающей поверхности как в естественном состоянии, так и при нарушении под влиянием хозяйственного освоения территории.

Рассматриваются особенности сезонного протаивания грунтов при различных условиях теплообмена на поверхности.

Полученные данные могут быть использованы для мерзлотных прогнозов в задачах, связанных со строительством и эксплуатацией трубопроводов.

Сборник представляет интерес для метеорологов, мерзлотоведов, ландшафтоведов и специалистов смежных специальностей, а также для аспирантов и студентов старших курсов.

The publication presents the results of studies of natural heat exchange processes near the underlying surface carried out by the Main Geophysical Observatory and All-Union Research Institute of Hydrogeology and Engineering Geology in the north of Western Siberia in the regions of economic land exploitation.

Problems of field investigations are examined, basic measurement results are given. There are analysed data on the heat balance of some types of underlying surface both in natural state and when disturbed under the effect of economic exploitation of the territory.

Distinguishing features of seasonal thawing of ground under different conditions of heat exchange on the surface.

The data obtained could be used for permafrost forecasts in the problems associated with construction and pipeline exploitation.

The publication could be of interest for meteorologists, specialists in permafrost, in landscape, and related specialties, as well as for postgraduates and senior students.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРОВ

Предлагаемый сборник в основном содержит материалы совместных работ Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и Всесоюзного научно-исследовательского института инженерной геологии и гидрогеологии, посвященных вопросам влияния условий теплового баланса поверхности на процессы сезонного протаивания грунта. Постановка таких исследований связана с многочисленными прикладными задачами, вызываемыми хозяйственным освоением севера Западной Сибири.

Цикл экспериментальных натурных исследований, включающий в себя комплекс метеорологических наблюдений и измерений, необходимых для описания термовлажностного режима грунтов, позволяет получить необходимые данные для корректного описания влияния метеорологических условий и свойств подстилающей поверхности на процессы протаивания различных типов грунтов.

Некоторые статьи сборника обосновывают выбор используемых методов измерений и расчетов, позволяющих определить компоненты теплового баланса поверхности. Приведенные здесь экспериментальные данные относятся в основном к наблюдениям сезона 1975 г. Особенности района и периода исследований охарактеризованы ландшафтным, климатическим и синоптическим описанием.

Результаты выполненных измерений и расчетов приводятся в виде суточных сумм элементов теплового баланса по всем площадкам наблюдений. Выполнение параллельных наблюдений и расчетов на площадках с различным состоянием подстилающей поверхности позволяет выделить влияние изменений свойств поверхности за счет хозяйственной деятельности на изменение теплового баланса и глубин протаивания. Приводятся результаты аналогичных исследований, выполненных сотрудниками Якутского института мерзлотоведения, в более восточных районах сибирского Севера.

Выполнение дальнейших исследований по аналогичной программе позволит решить вопрос об общности приведенных здесь результатов и отфильтровать имеющиеся в них неизбежные случайности.

*И. И. Иванова, С. П. Малевский-Малевич, Н. В. Серова,
В. Б. Славин-Боровский*

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ТЕПЛОБАЛАНСОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Приборы и оборудование

Экспедиционные полевые работы по исследованию теплового баланса естественных поверхностей районов хозяйственного освоения в условиях вечной мерзлоты и влияния процессов освоения на изменение компонент теплового баланса обладают рядом специфических особенностей, накладывающих определенные ограничения на выбор аппаратуры для исследований и используемых методик измерений. Эти особенности состоят в следующем.

1. Измерения должны быть возможно более точными, поскольку исследуется тепловой баланс двух участков поверхностей (естественных и нарушенных условий), различия в котором могут быть малыми.

2. Используемая аппаратура должна быть работоспособной в течение длительного времени (сезон протаивания) при возможных неблагоприятных погодных условиях (дожди, туманы, высокая влажность, отрицательные температуры).

3. Используемая аппаратура не должна требовать обязательного источника энергоснабжения 220 В.

4. Возможности оперативного ремонта или замены приборов крайне ограничены.

5. Полученные данные должны сопоставляться с условиями непрерывного сезонного протаивания грунтов, поэтому пропуски измерений по любым причинам осложняют обязательный расчет сумм потоков за период протаивания.

6. Мерзлый слой почвы не позволяет устанавливать датчики для измерения профиля температуры почвы обычным образом (т. е. помещать отдельные термометры на ряд последовательных уровней) без существенных нарушений естественных условий.

К тому же, вследствие проседания почвы в процессе протаивания, уровни установки термометров могут смещаться.

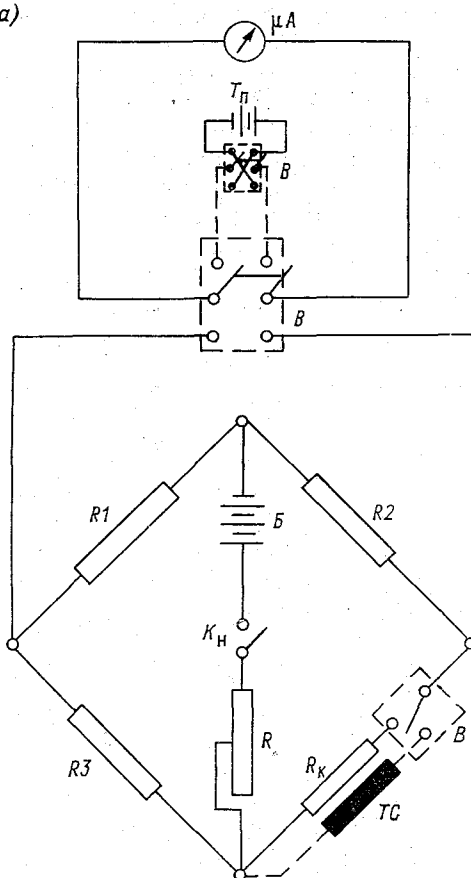
7. Вся используемая аппаратура должна обслуживаться наблюдателями средней квалификации.

8. Специфика почв и растительных покровов района исследований приводит к нарушению естественных условий поверхности при хождении наблюдателей по площадке, поэтому чрезвычайно важно обеспечить дистанционность выполняемых измерений.

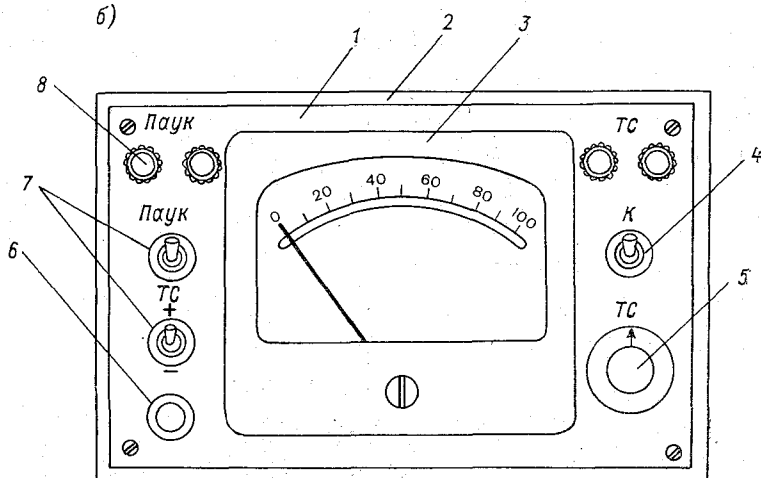
Эти особенности были по возможности учтены при выборе аппаратуры и методики наблюдений. Для измерения метеорологических величин были использованы следующие приборы:

Приборы	Измеряемая величина
Психрометр Ассмана	Температура и влажность воздуха
Контактные анемометры АК-5 и М-25 с регистрацией показаний на счетчики. (Счетчики были скомпонованы в единый пульт с источником питания и тумблером общего включения)	Скорость ветра
Ветромер Третьякова	Направление ветра
Актинометр, пиранометр и альбедометр с гальванометрами ГСА-1	Прямая, суммарная, рассеянная и отраженная радиация
Пиранометр с интегратором Х-603	Суточные суммы суммарной радиации
Балансомер с интегратором Х-603 (часовое интегрирование)	Радиационный баланс
Термобатарея со специальным измерительным пультом («термопаук»)	Температура поверхности почвы
Термометрическая почвенная установка со специальным измерительным пультом	Температура почвы
Тепломер Ленинградского технологического института холодильной промышленности с милливольтметром	Поток тепла в почву
Тепломер с интегратором Х-603	Суточные суммы потока тепла в почву
Плювиограф или полевой дождемер	Осадки
Анероид	Атмосферное давление

а)



б)



Наблюдения на всех площадках сопровождались измерениями профиля влажности почвы весовым методом и глубины протаивания (мерзлотомер Данилина или щуп), выполняемыми один раз в 5 или 10 дней.

Большая часть измерительной аппаратуры устанавливалась в палатках с кабельной или проводной связью с датчиками (гальванометры ГСА-1 и переключатели, пульта счетчиков ветра, пульта термометрических почвенных установок и термопауков, интегратора для суммарной радиации, радиационного баланса и потока тепла в почву, милливольтметр для измерений потока тепла в почву).

Как следует из приведенного перечня приборов, большинство из них являются стандартными и поэтому не нуждаются в описании. Однако термопауки и термометрические почвенные установки изготавливались специально для этих работ, поэтому приведем сведения об этих приборах.

Термобатарея для измерения температуры поверхности состоит из 29 последовательно соединенных термопар медь — константан, составленных из проводов диаметром 0,25—0,30 мм, длиной около 40 см. «Холодные» спаи термопар помещаются в специальный термостат, состоящий из массивного латунного цилиндра с термоизоляционным футляром из фторопласта. В термостате имеются два гнезда, в одном из которых помещается пучок «холодных» спаев термопаука, а в другом — термометр сопротивления.

Термометр сопротивления выполнен из мотка медной проволоки диаметром 0,05 мм и помещен в специальный футляр.

Измерения термоэДС батареи и показаний термометра сопротивления выполняются при помощи измерительного пульта, электрическая схема и внешний вид которого представлены на рис. 1.

Перед измерениями включением контрольного сопротивления (положение правого тумблера *K*) осуществляется контроль питания мостовой схемы.

Термометрическая почвенная установка (штанга) представляет собой винипластовый стержень, в который вмонтированы термометры сопротивления (рис. 2). Штанга вставляется в пробуренный буром шурф диаметром, близким к диаметру штанги, при этом верхний термометр устанавливается на уровне поверхности грунта. Тогда остальные термометры оказываются на глубинах 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70 и 80 см.

Горизонтальный разрез штанги по плоскости, в которой располагается термометр, дан на рис. 3 а. Оправа термометра сопротивления изображена на рис. 3 б. Это латунная пластина, изогнутая

Рис. 1. Электрическая схема (а) и внешний вид измерительного пульта (б) установки для определения температуры поверхности почвы.

а) *Tл* — термопара; *ТС* — термометр сопротивления (250 ом при 0°С), μA — микроамперметр М-1692; *Б* — батарея сухих элементов, *Кн* — выключатель кнопочный; *R1*, *R2*, *R3*, *Rк* — сопротивления плеч моста, равные 100, 100, 255, 260 ом;

б) 1 — плата, 2 — корпус, 3 — микроамперметр, 4, 7 — переключатели; 5 — потенциометр, 6 — выключатель кнопочный, 8 — клемма.

по радиусу стержня, и припаянный к ней цилиндр, в котором помещается моточек термометра сопротивления. Моточек входит в цилиндр, плотно соприкасаясь с его стенками. После этого

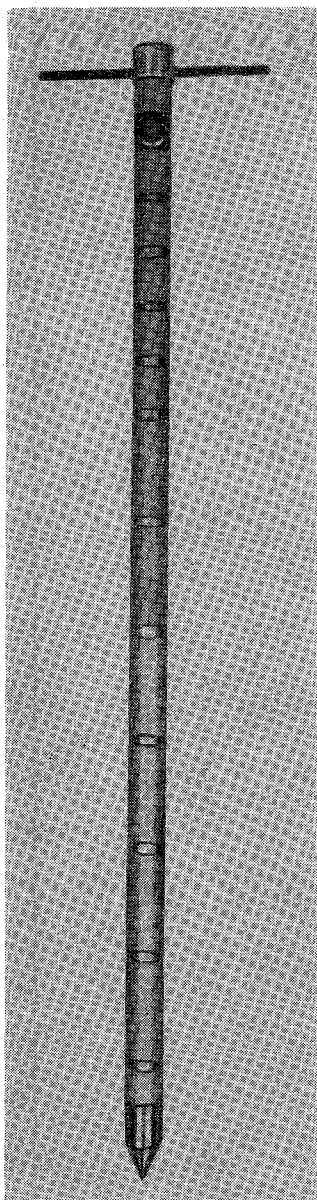


Рис. 2. Термометрическая почвенная установка (штанга).

цилиндр заливается воском, в целях гидроизоляции. Провода от термометра, большего диаметра, чем проволока мотка, пропускаются сквозь отверстие и выходят в канавку, прорезанную вдоль всего стержня, на противоположной от термометров стороне. Здесь они подпаиваются к монтажным проводам, которые укладываются в канавку. После окончания монтажа канавка заливается эпоксидной смолой.

Измерение температуры по термометрам сопротивления может проводиться либо равновесным, либо неравновесным мостом Уитстона. В нашем случае применялся неравновесный мост со схемой, аналогичной мосту термопаука. Отличие заключается в сопротивлениях плеч моста, так как сопротивления термометров штанги в 2 раза больше (500 Ом при 0°C), и в типе измерительного прибора — здесь использован микроамперметр марки М-24.

Кроме того, для расширения пределов измерений температуры в схеме предусмотрены три диапазона измерений:

I диапазон от -10 до $+10^{\circ}\text{C}$;
II — от $+5$ до $+25^{\circ}\text{C}$; III — от $+20$ до $+40^{\circ}\text{C}$.

На рис. 4 представлена электрическая схема термометрической установки.

Такие термометрические установки использовались на всех площадках наблюдений. В связи с тем, что на участках Медвежье и УКПГ-11 подстилающая поверхность в естественных условиях представляет собой чередование растительности с пятнами-медальонами, условия температурного и влажностного режима этих элементов микроландшафта существенно

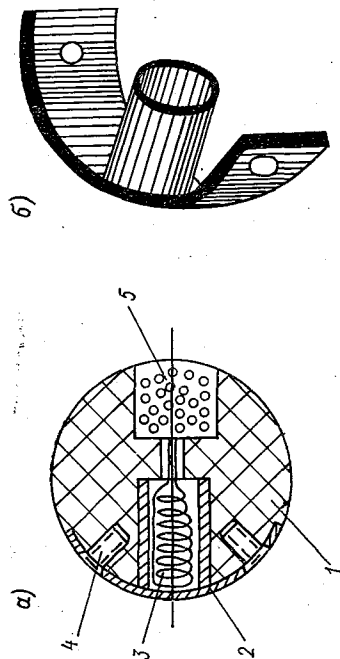


Рис. 3. Горизонтальный разрез штанги (а) и оправа термометра сопрогитления (б).

1 — виннипластовый стержень, 2 — латунная оправа термометра; 3 — термометр сопрогитления (моток медной эмалированной проволоки диаметром 0,05 мм), 4 — винт крепления термометра, 5 — провод, идущий от каждого термометра к штепсельному разъему, расположенному над верхним термометром.

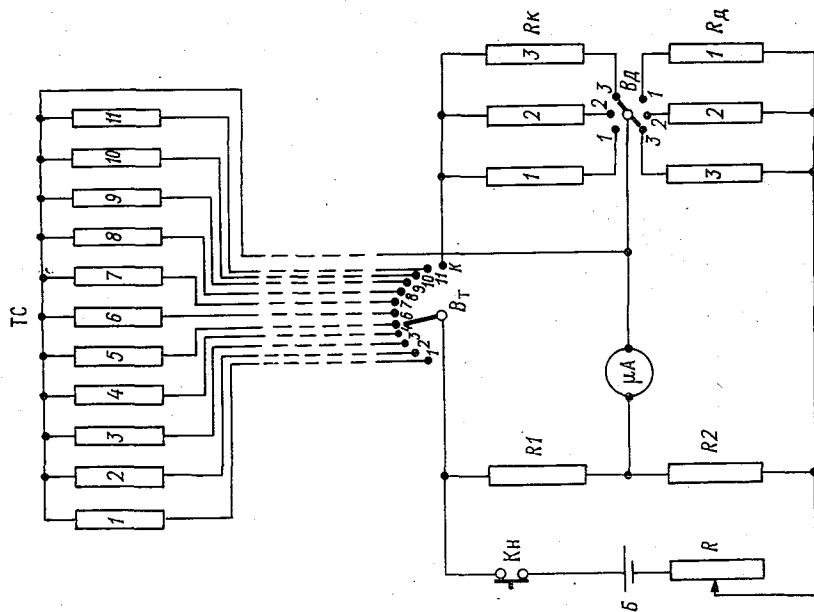


Рис. 4. Электрическая схема термометрической почвенной установки.

ТС — термометры сопрогитления (на штанге); μA — микроамперметр марки М-24 со шкалой 0—100 мкА; R — реостат ползунокный; B — переключатель термометров; $B\theta$ — переключатель диапазонов; B — батарея сухих элементов; $K\kappa$ — выключатель кнопочный; сопрогитления моста $R1=R2=100$ Ом; контрольные сопрогитления $R\kappa1=500$, $R\kappa2=530$, $R\kappa3=550$ Ом; сопрогитления диапазонов $R\theta1=480$, $R\theta2=510$, $R\theta3=540$ Ом.

различаются. Поэтому штанги и термопауки в этих условиях устанавливались в двух повторностях — как на участках с растительностью, так и на пятне.

Площадки наблюдений

Полевые экспедиционные работы по исследованию изменений компонент теплового баланса при освоении территории (при удалении растительного покрова) выполнялись в 1975 г. в районах Медвежьего и Ныды, в 1976 г. в Медвежьем и УКПГ-11 (рис. 5). На каждом из этих участков организовывалась пара площадок, одна

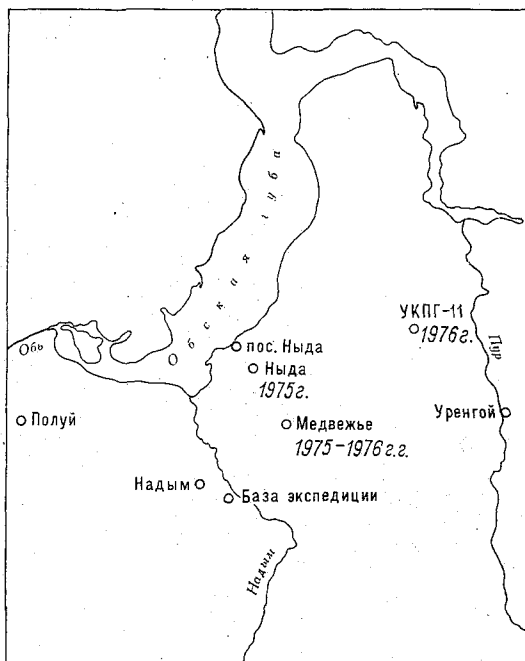


Рис. 5. Расположение пунктов полевых экспедиционных работ.

из которых представляла собой условия естественной поверхности, а другая — поверхности, подвергнутой освоению.

Естественные условия в Медвежьем представляют собой пятнистые лиственничные кустарниково-лишайниковые редины со значительным количеством пятен-медальонов, лишенных растительности. Площадь пятен в районе работ составляет 20—30%, их характерный диаметр 1 м. Толщина растительного покрова (в основном лишайники) 10—15 см. Нарушенная площадка представляет собой круг диаметром 20 м. Ее поверхность после удаления покрова

представляет собой суглинистую почву с остатками корней растительности и пятен торфа. Площадки расположены в 30—40 м одна от другой; между ними находилась палатка с регистраторами. Заметные формы рельефа вблизи площадок отсутствуют. Условия подстилающей поверхности достаточно однородны, что позволяет оценивать эти площадки как характерные для ландшафта и репрезентативные при любых направлениях ветра.

Естественные условия в Ныде представляют собой кустарниково-мохово-лишайниковый полигональный торфяник с растительным покровом, высотой 10—20 см. Организация наблюдений (в первую очередь градиентных) в районе этого участка вызвала определенные трудности ввиду сложных орографических условий и значительной неоднородности подстилающей поверхности — наличия вблизи площадок холмов, озер и болот. Вследствие этого, не удалось выбрать достаточно протяженного и однородного участка для организации на нем двух площадок, равных по размеру площадкам Медвежьего. Поэтому диаметр нарушенной площадки составлял 15 м. При этом после удаления мохово-торфяного покрова на поверхности нарушенной площадки оказались элементы микрорельефа — кочки, бугры и неоднородности условий увлажнения на поверхности, что значительно затруднило постановку градиентных наблюдений и их последующую интерпретацию. Наличие неоднородностей вблизи площадок не позволяет считать все данные градиентных наблюдений на нарушенной площадке сопоставимыми между собой при разных направлениях ветра.

Естественные условия площадки УКПГ-11 близки к условиям Медвежьего. Здесь также значительная часть поверхности покрыта пятнами-медальонами; почвы суглинистые. Нарушенная площадка представляет собой круг диаметром 15 м. Площадку больших размеров организовать не удалось в связи с особенностями рельефа и ландшафтов окружающей местности — с юга от площадки находилось русло реки с обрывистыми берегами, с севера — болота.

Методика наблюдений

Наблюдения выполнялись 4 раза в сутки в сроки 02, 08, 14 и 20 ч местного времени (основная программа). В экспедиции 1975 г. в Медвежьем с 29 июня по 15 июля, а в Ныде с 4 по 15 июля выполнялась расширенная программа наблюдений, при которой добавлялись сроки 11 и 23 ч (т. е. 6 раз). Во время выполнения этой программы в Медвежьем производились дополнительные градиентные наблюдения на подветренном краю нарушенной площадки. Цель этих наблюдений — критический контроль результатов измерений в центре площадки, имея в виду сравнительно малые размеры ее. Для этого по контуру нарушенной площадки через 90° устанавливались дополнительные стойки с приборами (психометры и анемометры на двух уровнях) и в каждый срок наблюдений по градиентной установке в центре площадки

Наблюдения на теплобалансовых площадках

Таблица 1

Метеорологический элемент	Медвежье, 1975 г.	Ныда, 1975 г.	Мед- вежье 1976 г.	УПКГ-11 1976 г.		
	число сроков					
	6	4	6	4	4	4
1. Температура и влажность воздуха на уровнях, м: 0,25	+		+	+		+
0,5	+	+	+		+	
1,0	+		+	+		+
2,0	+	+	+		+	
2. Скорость ветра на уровнях, м: 0,25	+	+	+	+		+
0,5	+	+	+	+	+	
1,0	+	+	+	+		+
2,0	+	+	+	+	+	+
4,0	+					
8,0	+					
3. Прямая радиация	+	+	—	—	+	+
4. Рассеянная радиация	+	+	—	—	+	+
5. Отраженная радиация	+	+	+	+	+	+
6. Суммарная радиация	+	+	+	+	+	+
7. Суммарная радиация (суточные суммы)	—	—	—	—	+	+
8. Радиационный баланс (часовые суммы)	+	+	+	+	+	+
9. Фотосинтетически-активная радиация	—	—	—	—	—	+
10. Восходящий поток длинноволновой радиации	—	+	—	—	—	+
11. Температура поверхности (термо-батарея)	+	+	+	+	+	+
12. Температура почвы (штанга)	+	+	+	+	+	+
13. Поток тепла в почву (тепломер)	—	—	—	—	+	+
14. Поток тепла в почву (суточные суммы) (тепломер)	—	—	—	—	—	+
15. Осадки	—	—	—	—	+	+
16. Направление ветра	+	+	+	+	+	+
17. Атмосферное давление	+	+	+	+	+	+
18. Влажность почвы	+	+	+	+	+	+
19. Глубина протаивания	+	+	+	+	+	+
20. Градиентные наблюдения на краю площадки	+	—	—	—	—	—

дополнялись параллельными измерениями на наветренном ее краю (в зависимости от направления ветра наблюдения выполнялись на одной из установленных стоек с приборами).

Таблица 2

Схема последовательности наблюдений

Элементы	Минуты часового срока				
	30—40	40—55	55—05	05—20	20—30
Градиентные измерения					
на всех уровнях температуры и влажности	• • •		• • •		• • •
скорости ветра					
Радикация					
прямая		• • •		• • •	
рассеянная		• • •		• • •	
суммарная		• • •		• • •	
отраженная		• • •		• • •	
ФАР		• • •		• • •	
Радикационный баланс (интегрирование)					
Суммарная радикация (интегрирование)					
Температура поверхности		•		•	
Температура почвы по глубинам		•		•	
Поток тепла					
в почву		•		•	
в почву (интегрирование)					
Осадки					•
Направление ветра	•				•
Давление		•			
Облачность		•			

Примечание. Точки — дискретные наблюдения, сплошная линия — непрерывные наблюдения.

Градиентные измерения на всех площадках при расширенной программе выполнялись на четырех уровнях, при основной программе — на двух уровнях.

Все виды наблюдений выполнялись одновременно на каждой паре площадок (естественной и нарушенной). Содержание выпол-

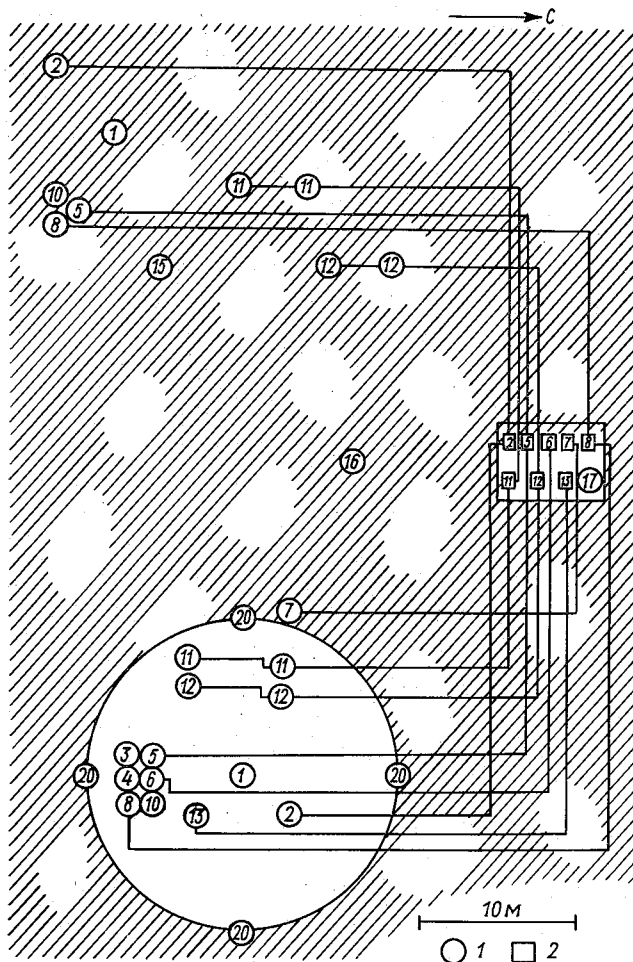


Рис. 6. Схема размещения приборов на площадках п. Медвежьего.

1 — место установки датчиков, 2 — место установки измерительной аппаратуры.

ненных наблюдений на теплобалансовых площадках представлено в табл. 1. В качестве примера на рис. 6 приведено размещение приборов на площадках Медвежьего. Нумерация на рисунке соответствует нумерации перечня измеряемых элементов, приведенного в табл. 1.

Каждый срок наблюдений продолжался 1 ч, начинаясь за 30 мин до срока и заканчиваясь через 30 мин после него. В табл. 2 приведена схема последовательности наблюдений внутри часового срока. Она построена таким образом чтобы все измерения при осреднении были отнесены к середине срока. Градиентные измерения температуры и влажности воздуха выполнялись в течение трех десятиминут, в каждой из которых производилось по три отсчета термометров на каждом уровне. При измерениях скорости ветра пульт со счетчиками включался на весь срок измерений. Измерения составляющих радиационного баланса выполнялись по обычной методике. Для измерений радиационного баланса интеграторы Х-603 включались на часовой срок измерений. Переводные множители определялись расчетным путем по паспортным характеристикам балансомеров и интеграторов. Эпизодически проверялись соотношения паспортных емкостей шкал интеграторов путем последовательного подключения к ним одного и того же источника тока и хронометрирования времени пробегания указателя по всей шкале. Учет влияния ветра на показания балансомера производился на основании данных о среднечасовой скорости ветра, измеренной на высоте 1 м.

В 1976 г., помимо срочных измерений суммарной радиации, выполнялось непрерывное интегрирование этой величины в течение суток. Эти измерения не прерывались и при дожде; состояние приемных поверхностей и колпаков приборов систематически контролировалось. Дополнительная изоляция колпаков обеспечила работоспособность приборов в течение всего сезона.

Для измерений потока тепла в почву резиновые тепломеры устанавливались в условиях естественной поверхности непосредственно над растительным покровом, а для нарушенной поверхности — на глубине 3—5 см. На нарушенной площадке УКПГ-11, помимо этого, устанавливался дополнительный тепломер, подключенный к интегратору, для регистрации суточных сумм потока тепла в почву. Параллельные измерения суточных сумм потока тепла в почву и срочных измерений этой величины помогут определить рациональную методику наблюдений, поскольку особенности суточного хода этой величины могут привести к погрешностям в определении суточных сумм по данным четырехсрочных наблюдений.

Все эти наблюдения выполнялись в 1975 г. — в Медвежьем с 29 июня по 28 сентября, в Ныде с 4 июля по 25 сентября; в 1976 г. — в Медвежьем с 23 июня по 29 сентября; в пункте УКПГ-11 — с 13 июля по 15 сентября.

Н. Г. Москаленко

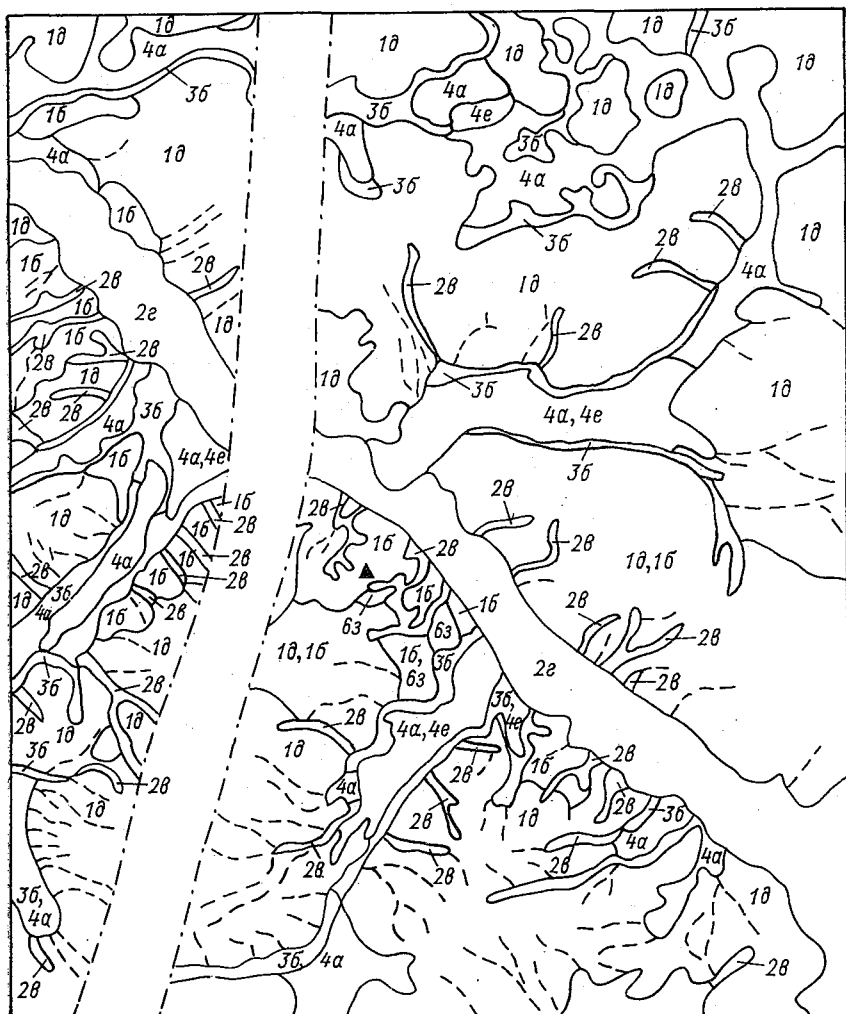
ПРИРОДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РАВНИН В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДВЕЖЬЕ

В осваиваемых районах севера Западной Сибири важное значение приобретает изучение изменения ландшафтной обстановки под влиянием освоения. Необходимой предпосылкой для прогноза динамики ландшафтов под действием антропогенного фактора является знание закономерностей их развития в естественных условиях [4]. В связи с этим определенный интерес может представлять полученный нами материал, характеризующий природные комплексы прибрежно-морских равнин газового месторождения Медвежье, в ненарушенном виде сохранившиеся в настоящее время лишь на небольших участках.

Исследованный район расположен в зоне лесотундры. Прибрежно-морские равнины на площади месторождения занимают водораздельные пространства, имеющие наиболее высокие абсолютные отметки (60—100 м). Поверхность равнин пологохолмистая или слабоволнистая, расчлененная логами, ложбинами стока и долинами мелких водотоков. В краевых частях равнин рельеф приобретает холмистый характер. Равнины сложены прибрежно-морскими супесчано-суглинистыми среднелейстоценовыми отложениями салехардской свиты [2]. Многолетне-мерзлые породы в исследованном районе имеют сплошное распространение. Изучение природных комплексов проводилось по методике, принятой во ВСЕГИНГЕО [3].

Холмы, характерные для краевых частей равнин, покрыты пятнистыми кустарничково-лишайниковыми лиственничными редины. На дренированных склонах холмов развиты редины с ровным микрорельефом (16, рис. 1). На плоских вершинах холмов и пологих увлажненных склонах распространены кочковатые и мелкобугристые лиственничные редины (18). На плоских плохо дренированных участках среди лиственничных редин вкраплены пятнистые кочковатые и мелкобугристые кустарничково-мохово-лишайниковые тундры с травяно-моховыми мочажинами (63).

298652



--- 1 - - - 2 — 3 ▲ 4

Рис. 1. Ландшафтно-индикационная схема исследуемого района.

1 — ложбины стока и лога; 2 — трасса линейного сооружения; 3 — границы природных комплексов; 4 — местоположение стационарной площадки; 10, 16 — сочетание природных комплексов (на первом месте ставится комплекс преобладающий на площадке).

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр. 98

Легенда к ландшафтно-индикационной схеме

Характеристика внешнего облика природных комплексов и их индекс	Индицируемые инженерно-геокриологические условия				
	Литологический состав		Среднелетний запас влаги в слое 0-0,5 м, мм	Среднегодовая температура на подошве слоя с год. колеб., С°	Мощность сезонного слоя, м
	сезонного слоя	подстилающих пород			
1	2	3	4	5	6
16 Дренажные склоны холмов с пятнистыми лишайничково-кустарничково-лишайниковыми рединами	Суглинок	Суглинок с прослоями песка и супеси	180	—1,8... —2,4	1,0—1,3
19 Слабодренажные вершины и пологие склоны холмов с пятнистыми мелкобугристыми кустарничково-зеленомошно-лишайниковыми рединами	Суглинок	Суглинок с прослоями песка и супеси	200	—0,4... —1,5	1,0—1,4
2в Лога с травяно-моховыми ерниками	Торф до 0,3 м ниже суглинок	Суглинок, подстилаемый песком	250	0,0... —0,5	0,5—1,2 (до 1,5)
2г Долина реки с кустарничково-моховыми, кустарничково-моховыми и кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами с фрагментами болот и торфяников	Торф до 1,1 м или оторфованная супесь	Супесь или песок, подстилаемые суглинком	250	—1,4... —2,8	В кустарничковых тундрах и на торфяниках 0,35—0,65; в кустарничковых тундрах 0,5—1,2 (до 1,5)
36 Ложбины стока с травяно-моховыми и кустарничково-травяно-моховыми болотами	Торф до 0,9 м или оторфованный суглинок	Суглинок, подстилаемый песком или супесью	—	—1,1... —2,2	0,3—0,7

Характеристика внешнего облика природных комплексов и их индекс	Индицируемые инженерно-геокриологические условия				
	Литологический состав		Средне-летний запас влаги в слое 0-0,5 м, мм	Среднегодовая температура на поверхности слоя с год. колеб., °С	Мощность сезонного слоя, м
	сезонного слоя	подстилающих пород			
1	2	3	4	5	6
4а Ложбины стока с плоскими кустарничково-сфагново-лишайниковыми и кустарничково-лишайниково-сфагновыми торфяниками	Торф	Торф до 1,8 м, ниже суглинок с прослоями песка и супеси	270	—2,5... —3,4	0,3—0,6
4е Ложбины стока с бугристыми кустарничково-лишайниковыми торфяниками	Торф	Торф до 2,9 м, ниже суглинок с прослоями песка	240	—3,2... —4,2	0,35—0,75
6з Плоские участки с пятнистыми кочковатыми и мелкобугристыми кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами с травяно-моховыми мочажинами	Оторфованный суглинок или супесь	Суглинок с прослоями песка и супеси	240	—1,8... —3,0	0,35—0,65 на пятнах 0,9—1,15

Холмы разделены логами, занятыми травяно-моховыми ерниками (2в), и ложбинами стока с травяно-моховыми и кустарничково-травяно-моховыми болотами (3б), плоскими кустарничково-сфагново-лишайниковыми и кустарничково-лишайниково-сфагновыми торфяниками (4а), а также бугристыми кустарничково-лишайниковыми торфяниками (4е).

По долинам малых рек (2е) распространены кустарничково-, кустарничково-моховые и кустарничково-мохово-лишайниковые тундры с фрагментами болот и лугов и полигональные плоские и бугристые торфяники с травяно-кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами.

Изучение теплового и радиационного баланса [1] в исследованном районе проводилось на двух парах площадок. Одна из площадок каждой пары располагалась в естественных условиях, а на другой площадке растительный покров был удален.

Первая пара площадок была выбрана на слабонаклонном дренированном участке на северном склоне холма, занятым пятнистой лиственничной ерниково-багульниково-кладониевой рединой.

Здесь встречались отдельные листовницы высотой 1—5 м. В микрорельефе были характерны мелкие кочки, высотой 0,1—0,2 м, образованные дикрановыми мхами. К кочкам приурочены преобладающие в травяно-кустарничковом ярусе багульник и ерник, покрывающие 26% поверхности почвы. Ровные участки между кочками покрыты кладонией альпийской с редкими кустарничками и травами (вейником, овсяницей, мытником) или заняты пятнами-медальонами. Пятна зарастают ситником, пушицей, вороникой и корковыми лишайниками.

Высота травяно-кустарничкового яруса достигала 20—25 см. Степень проективного покрытия почвы лишайниками составляла 70%, кустарничками и травами 40%, пятна занимали около 30% площади. Наблюдения за температурой почвы велись на трех микроучастках: на пятне, лишенном растительного покрова, на кочке с багульником и на ровном участке с лишайниками.

На площадке развит комплекс из лесотундровых поверхностно-глеевых оподзоленных почв ровных участков, поверхностно-глеевых оподзоленных сухоторфянистых почв кочек и остаточного-поверхностно-глеевых почв пятен. Приведем описание почвенного разреза, сделанного рядом с площадкой (под кочкой).

A₀ 0—6 см. Живой лишайниковый покров.

A_т 6—13 см. Темно-коричневый хорошо разложившийся торф. Сухой. Много корней.

A₂B 13—20 см. Белесовато-сизый суглинок. Влажный. Корней меньше. Переход заметный.

B_д 20—40 см. Желтовато-бурый с сизым оттенком и железистыми пятнами суглинок. Влажный. Корней мало. Переход заметный.

BC 40—105 см. Светло-бурый с редкими железистыми пятнами суглинок. Влажный. Редкие корни.

Для почвенного разреза ровного участка характерно отсутствие горизонта A_т, строение остальных горизонтов сходное. В почвенном профиле пятен отсутствуют верхние три горизонта, и с поверхности залегает ожелезненный и оглеенный желтовато-бурый суглинок.

Вторая пара площадок была выбрана на слабонаклонной вершине крупного торфяного бугра высотой 4 м, разбитой морозобойными трещинами на полигоны. Полигоны были заняты морошково-багульниково-дикраново-кладониевыми сообществами. В канавках, по морозобойным трещинам, глубиной 20 см, развит морошково-багульниково-моховой покров. В микрорельефе полигонов характерны мелкие кочки высотой 15—20 см, образованные дикрановыми мхами. К кочкам тяготеют багульник и брусника. Ровные участки между кочками покрыты кладонией альпийской, морошкой и андромедой.

Высота бедного видами травяно-кустарничкового яруса не превышала 20 см. Покрытие поверхности почвы травами и кустарничками составляло 50%, мхами и лишайниками — 100%.

Измерения температуры почвы велись на трех микроучастках: на багульниково-кладониево-дикрановой кочке, в кладониевом межкочье и в морошково-багульниково-дикрановой канавке.

Почвы площадки торфяные. Приведем описание почвенного разреза под кочкой (I) и под межкочьем (II).

I

А_т, 0—20 см. Темно-коричневый среднеразложившийся торф. Влажный. Много корней.

А_т, 20—30 см. Бурый слаборазложившийся торф. Сырой. Редкие корни. С 30 см мерзлый.

II

А_т, 0—10 см. Темно-коричневый среднеразложившийся торф. Влажный. Редкие корни.

А_т, 10—25 см. Темно-коричневый хорошо разложившийся торф. Сырой. Редкие корни.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лазарева Н. А., Малевский-Малевиц С. П., Серова Н. В. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период протаивания грунтов (см. наст. сборник).

2. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М., изд-во МГУ, 1970. 306 с.

3. Ландшафтные индикаторы инженерно-геокриологических условий севера Западной Сибири и их дешифровочные признаки. М., «Недра», 1974. 132 с. Авт.: Е. С. Мельников, Л. И. Вейсман, Л. Н. Крицук, Н. Г. Москаленко, Л. Н. Тягунова, И. В. Тодосийчук.

4. Орлов В. И. Анализ динамики природных условий и ресурсов. М., «Наука», 1975. 275 с.

Н. А. Лазарева

КЛИМАТИЧЕСКАЯ И СИНОПТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЙОНА ПОЛЕВЫХ РАБОТ 1975 г.

Экспедиционные работы в период июля — сентября 1975 г. проводились в пунктах Медвежье и Ныда, расположенных в северной части Тюменской области. Этот район исключительно сложен в климатологическом плане. Известно, что он испытывает, с одной стороны, достаточно сильное влияние Атлантики и его увлажнение почти целиком зависит от влаги, приносимой с запада, с другой стороны, сильно сказывается влияние континента, выраженное в большой повторяемости антициклональной погоды. Взаимодействие двух таких противоположных факторов выражается в быстрой смене циклонов и антициклонов, что приводит к большой изменчивости погоды.

Особенной циклоничностью отличается север Западной Сибири, где располагается один из центров наибольшей междусуточной изменчивости температуры воздуха.

Сопоставление среднемесячных значений метеорологических элементов за лето 1975 г. по данным имеющихся в районе метеорологических станций со средними многолетними данными, приведенными в (2), дает возможность охарактеризовать некоторые особенности периода выполнения экспедиционных работ.

В табл. 1 приводятся данные по температуре воздуха, относительной влажности, скорости ветра и количеству осадков за 1975 г. и средние многолетние данные для метеорологических станций Надым, Ныда, Полуй, Уренгой, расположенных в районе работ. Здесь же приводятся температуры воздуха для Медвежьего и Ныды — пунктов, где непосредственно проводились экспедиционные работы (в последней графе в числителе приводятся температуры воздуха для п. Медвежье, в знаменателе — для п. Ныда).

Сопоставление среднемесячной температуры воздуха по данным ст. Надым и п. Медвежье, а также ст. Ныда и п. Ныда показывает, что за счет местных особенностей температура воздуха в Медвежье за июль, сентябрь была ниже, а в п. Ныда выше, чем на станциях Надым, Ныда. Исключение составил август, когда средне-

Таблица 1

Сравнение метеорологических данных за 1975 г. со средними многолетними по четырем станциям Западной Сибири

Метеорологический элемент	Надым			Ныда			Полуй			Уренгой			Экспедиционные данные		
	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX
Температура воздуха, °С															
1975 г.	15,5	11,2	7,9	13,9	10,8	7,3	13,7	10,8	7,7	15,7	11,4	7,1	15,0 14,9	9,8 10,3	7,0 7,6
средняя многолетняя															
Осадки, мм															
1975 г.	89	95	57	16	77	36	68	167	46	53	133	36	—	—	—
средние многолетние	60	56	62	55	70	63	60	58	67	58	58	62	—	—	—
Скорость ветра, м/с															
1975 г.	3,2	3,4	2,8	4,9	4,7	4,2	2,9	2,8	1,6	3,7	4,0	4,0	—	—	—
средняя многолетняя	3,0	2,6	3,1	5,0	4,9	4,9	3,2	2,9	3,0	3,5	3,4	3,5	—	—	—
Влажность, мбар															
1975 г.	70	80	83	76	80	83	74	78	82	68	78	82	—	—	—
средняя многолетняя	70	76	83	75	80	84	71	79	85	69	77	84	—	—	—

сячная температура воздуха в обоих пунктах наблюдений была несколько ниже температуры воздуха на станциях Надым, Ныда.

Сравнение температуры воздуха для станций, приведенных в табл. 1 с многолетними данными, приведенными там же, говорит о том, что в период экспедиционных работ температура воздуха была несколько выше, чем обычно. Так, разница между средне-месячными температурами воздуха за 1975 г. и многолетними данными для ст. Надым составила: июль $0,8^{\circ}\text{C}$, сентябрь $2,4^{\circ}\text{C}$. Для ст. Ныда эти разности будут: июль $0,7^{\circ}\text{C}$, сентябрь $1,9^{\circ}\text{C}$. В августе температура воздуха в указанных пунктах не отличалась от средних многолетних значений более, чем на $0,2^{\circ}\text{C}$.

Междусуточная изменчивость температуры воздуха в районе экспедиционных работ в 1975 г. была несколько выше средней многолетней изменчивости температуры воздуха. Приведем данные междусуточной изменчивости температуры воздуха за июль — сентябрь 1975 г. по Медвежьему и средние многолетние значения этой величины для Салехарда и Ныды — пунктов, наиболее близко расположенных к району работ:

	VII	VIII	IX
Медвежье (1975 г.)	3,0	2,0	2,0
Салехард (многолетние данные)	2,2	1,8	1,6
Ныда (многолетние данные)	2,1	1,7	1,6

Разница в значениях междусуточной изменчивости температуры воздуха 1975 г. за июль с многолетней нормой составляет в среднем $0,8-0,9^{\circ}\text{C}$.

Распределение осадков в течение июля также говорит о неустойчивости погодных условий в этот месяц. Так, в первую декаду количество выпавших осадков составило примерно 70% месячного количества осадков, а в третью декаду всего 0,3% (табл. 2).

Представляет интерес анализ синоптических карт погоды за период экспедиционных работ.

В период со 2 по 14 июля район, где проводились работы, находился под влиянием циклонов, которые быстро сменяли друг друга и передвигались с запада на северо-восток. В этот период на картах погоды отмечено частое прохождение фронтов через район, где проводились работы. Типичная синоптическая ситуация этих дней представлена на рис. 1. В эти дни в Медвежьем и Ныде стояла холодная, дождливая погода. В отдельные дни минимальная температура воздуха составляла $0-0,6^{\circ}\text{C}$, что близко к абсолютному минимуму, приведенному в [2] для Салехарда за период 1881—1960 гг.

С 13 по 18 июля происходит перестройка барического поля севера Западной Сибири. На наш район постепенно распространяется гребень высокого давления. Лишь в отдельные сроки этого периода через район работ проходят фронты, как это имело место, например, 17 июля. В дальнейшем, с 19 по 31 июля, в рассматриваемом районе устанавливается теплая, антициклональная

Таблица 2

Средние декадные значения температуры воздуха, количества осадков
и влажности. 1975 г.

Станция	VII			VIII			IX		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Температура воздуха, 0° С									
Ныда	10,9	13,2	17,6	12,2	12,6	7,6	8,3	9,5	4,2
Надым	12,5	15,0	19,0	13,3	12,3	7,9	9,3	10,3	4,0
Полуй	11,9	12,4	16,8	13,2	11,7	7,5	8,8	10,0	4,4
Уренгой	12,2	15,9	19,0	13,4	12,5	8,2	8,3	9,5	3,6
Количество осадков, мм									
Ныда	4,4	9,8	2,0	18,8	43,9	14,0	12,2	6,4	17,6
Надым	61,2	27,9	0,3	18,4	53,1	23,3	6,6	32,8	17,2
Полуй	22,7	24,7	20,4	72,8	61,1	33,4	25,6	3,1	17,1
Уренгой	41,8	2,2	8,7	23,8	26,8	82,3	11,7	11,1	13,6
Относительная влажность, %									
Ныда	81	74	73	76	85	81	80	83	87
Надым	77	65	68	74	82	85	81	78	90
Полуй	75	78	70	73	85	78	80	80	86
Уренгой	74	67	65	71	81	82	78	80	88

погода (рис. 2), которая и обуславливает высокие температуры воздуха и малое количество осадков в третьей декаде этого месяца.

Температура воздуха в отдельные сроки наблюдений превышала 30,0° С. Так, в Медвежьем 23 июля в 14 ч была зафиксирована температура 31,7° С. Отметим, что абсолютный максимум за период 1881—1960 гг. по данным ст. Надым составляет для июля 33° С, причем такие высокие температуры воздуха наблюдались крайне редко, о чем можно судить из табл. 3, взятой из [2] для Салехарда.

Таблица 3

Число дней с максимальной
температурой воздуха в различных пределах

Пределы, °С	VII	VIII	IX
20,1—25,0	9,2	4,8	0,1
25,1—30,0	2,7	1,4	
30,1—35,0	0,3		

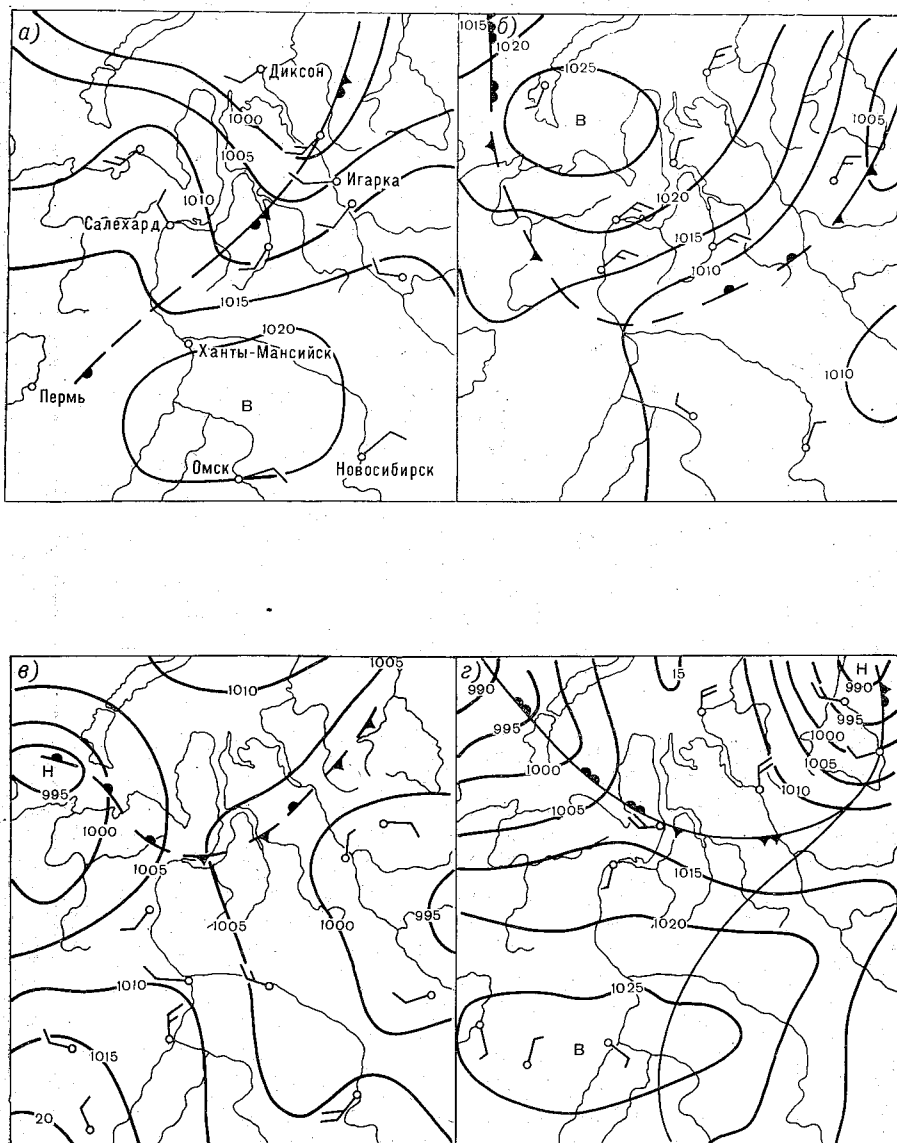


Рис. 1. Приземная синоптическая карта.

а — 15 ч 3 июля 1975 г.; б — 03 ч 26 июля 1975 г.; в — 03 ч 18 августа 1975 г.; г — 03 ч 16 сентября 1975 г.

Установившаяся антициклональная погода во второй половине июля сохранялась по 5 августа. 5 августа (по данным 18-часовой карты погоды) над севером Западной Сибири установился мощный циклон с центром в районе о. Диксон. Установившаяся циклоническая погода в рассматриваемом районе продолжалась до 21 августа. Через район наших работ в этот период часто проходят фронты, которые обеспечивают значительные осадки, повышенную влажность воздуха, похолодание. Особенно дождливо и холодно было 8—11 августа, когда центр циклона расположился в районе экспедиционных работ. 16 августа циклон сместился на восток (над нашим районом наблюдалось размытое барическое поле), однако уже 18 числа район Салехарда—Надыма вновь оказался под влиянием вторичного холодного фронта (рис. 3). Установившаяся циклоническая погода в этом районе сохраняется до 27 августа. Холодная, дождливая погода наблюдалась в течение всего августа (исключение составляли первые числа августа и период с 27 по 29 августа (см. табл. 2).

Наиболее холодной была третья декада августа (заметим, что первая декада сентября на $1,0^{\circ}\text{C}$ теплее третьей декады августа), а наибольшее количество осадков выпало во второй декаде, исключение составил Уренгой, где самой дождливой была третья декада.

Таким образом, августовский максимум осадков, характерный для крайнего севера территории вообще, обусловлен западными и северо-западными циклонами, повторяемость которых в это время увеличивается.

Число дней с циклоническими и антициклоническими полями в районе Карского моря и низовьев Оби и Енисея приведем по данным Л. А. Вительса [1]:

Поле	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Циклоническое . . .	18	17	19	18	20	17	18	18	21	23	20	18	227
Антициклоническое . . .	13	11	12	12	11	13	13	13	9	8	11	13	139

Сентябрь на севере Западной Сибири является уже осенним месяцем, хотя в 1975 г. первая половина сентября была неожиданно теплой и сравнительно сухой. Об этом свидетельствуют среднедекадные температуры воздуха, которые и в первую и во вторую декады были существенно выше многолетней средней величины. Так, на ст. Надым средняя температура воздуха для сентября составляет $5,5^{\circ}\text{C}$, тогда как во второй декаде за 1975 г. она была $10,3^{\circ}\text{C}$. Относительная влажность воздуха в первую и вторую декады сентября была на 4—7% ниже, чем в третьей декаде августа (по данным ст. Надым).

Сухая и относительно теплая погода в первой половине сентября, особенно в начале второй декады, обусловлена особенностями синоптической ситуации в этот период. Так, с 1 по 3 сентября север Западной Сибири подвержен влиянию области высокого дав-

ления, расположенной севернее о. Диксон. Однако циклоны,двигающиеся по южной периферии области высокого давления с запада не дают антициклонической погоде установиться в рассматриваемом районе и ясная, сухая погода чередуется с дождями, которые вызваны прохождением фронтов над рассматриваемым районом.

С 8 по 18 сентября район экспедиционных работ находится в области высокого давления. Для этого периода характерна синоптическая ситуация, которая изображена на рис. 4 за 16 сентября. Заметим, что 16 сентября в 14 ч отмечена максимальная температура за этот месяц ($19,8^{\circ}\text{C}$). И, наконец, с 12 ч 18 сентября на север Западной Сибири снова поступают холодные влажные воздушные массы, которые определили значительное похолодание. Температура воздуха за сутки (по данным за 14 ч) 17—18 сентября изменилась на $5,2^{\circ}\text{C}$, а минимальное значение температуры воздуха ($-2,0^{\circ}\text{C}$) было отмечено 28 сентября.

Относительная влажность воздуха (средняя за третью декаду) увеличилась до 90%.

Образование осадков в сентябре обусловлено в основном адвективным переносом влаги, связанным с частым прохождением циклонов, движущихся с Атлантики.

Такая холодная погода сохранялась в этом районе до конца сентября.

В целом в период работ экспедиции стояла типичная для данного района погода, обусловленная частой сменой циклонов и антициклонов, которая и определяла большую изменчивость метеорологических элементов в этот период. Несколько аномальным на многолетнем фоне оказался июль, точнее вторая половина июля, когда долгое время стояла жаркая, сухая погода, вызванная установившейся здесь областью высокого давления.

Причиной засушливого периода в теплое время года на рассматриваемой территории является повышение интенсивности меридиональной циркуляции, которая определяется формированием над данной территорией хорошо развитого тропосферного гребня с осью, направленной с юга Средней Азии к Салехарду.

Эта аномалия отразилась прежде всего на температурном и влажностном режиме воздуха и определила особенности в ходе составляющих теплового баланса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Орлова В. В. Климат СССР «Западная Сибирь», вып. 4. Л., Гидрометеиздат, 1962. 51 с.
2. Справочник по климату СССР, вып. 17. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 48, 71, 102, 119.

С. И. Леготина, Л. Р. Орленко

О РАСЧЕТЕ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ ПО ДАННЫМ ГРАДИЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В настоящее время имеется несколько методик расчета турбулентного потока тепла P и влаги LE по материалам градиентных измерений, основанных на использовании диффузионных соотношений

$$P = -c_p \rho k_T \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_p \right) \approx -c_p \rho k_T \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

$$LE = -L \rho k_q \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (2)$$

Здесь ρ , T и q — плотность, температура и удельная влажность воздуха; c_p и L — удельная теплоемкость воздуха и скрытая теплота конденсации; γ_p — равновесный градиент температуры; k_T и k_q — коэффициент турбулентности для тепла и влаги, соответственно.

Сопоставление различных методов между собой, а также с методом теплового баланса, можно найти в работах [1, 7]. Некоторые результаты проверки существующих методов расчета P даны в табл. 1, где приводятся расхождения между измеренными величинами и рассчитанными по методикам Казанского — Мони́на ($\Delta P'$), Зили́тинкевича — Чаликова ($\Delta P''$) и Лайхтмана — Радикевича — Пономаревой ($\Delta P'''$). Для этой цели использовались результаты измерений турбулентных потоков тепла, выполненных Суинбенком [26] и Айзенштатом [13, 15]. Эти измерения проводились в условиях, когда испарение $LE \approx 0$ и поэтому величины P могли быть определены также из уравнения теплового баланса как остаточный член $P = R - B$ (здесь R — радиационный баланс, B — поток тепла в почву). Сопоставление полученных в указанных работах данных о P со значениями $R - B$ показало удовлетворительное согласование (табл. 1). При этом учитывалось, что значения $R - B$ по Суинбенку могут быть несколько завышены, поскольку

Таблица 1

Сопоставление различных методов расчета

Автор и место наблюдений	Ri	< -0,3	-0,3...-0,2	-0,2...-0,1	-0,1...-0,0	Среднее
Суинбенк [26], Австралия	P			0,41	0,35	0,36
	$R-B$			0,47	0,42	0,43
	Ri			-0,122	-0,050	
	$\Delta P'$			0,13	0,07	
	$\Delta P''$			0,11	0,17	
	$\Delta P'''$			0,10	0,11	
	n			7	26	
Айзенштат и др. [13], Средняя Азия (полупустыня)	P	0,23	0,23	0,24	0,26	0,24
	$R-B$	0,26	0,29	0,30	0,33	0,29
	Ri	-0,45	-0,23	-0,15	-0,043	
	$\Delta P'$	0,04	0,02	0,02	0,00	
	$\Delta P''$	0,09	0,08	0,06	0,01	
	$\Delta P'''$	0,04	0,05	0,03	0,02	
	n	6	8	8	7	
Айзенштат и др. [15], Репетек (пустыня)	P	0,25	0,25	0,30	0,16	0,24
	$R-B$	0,21	0,21	0,29	0,19	0,18
	Ri	-0,52	-0,24	-0,16	-0,046	
	$\Delta P'$	0,18	0,16	0,19	0,9	
	$\Delta P''$	0,15	0,14	0,16	0,9	
	$\Delta P'''$	0,16	0,14	0,18	0,10	
	n	17	0,10	0,10	11	

Примечание. Ri — число Ричардсона на уровне $z=1$ м, n — число случаев, P — измеренные величины турбулентного потока тепла.

поток тепла в почву определялся с помощью тепломера, установленного на глубине 3—4 см.

Как следует из приведенных данных, имеет место систематическое занижение (на 20—40%) расчетных значений турбулентных потоков тепла при неустойчивой стратификации. Аналогичные результаты получены и в [7]. Систематические погрешности диффузионных методов при неустойчивой стратификации могут быть обусловлены различием коэффициентов турбулентности для тепла и импульса, что не всегда учитывалось ранее или учитывалось недостаточно строго. Так, А. Б. Казанским и А. С. Мониним [5] $\alpha_T = k_T/k$ принималось равным единице. Согласно С. С. Зилитинкевичу и Д. В. Чаликову [4], при нейтральной стратификации $\alpha_T = 0,83$ и практически не зависит от Ri.

Многочисленные экспериментальные данные последних лет свидетельствуют не только о различии коэффициентов турбулентности для тепла и количества движения при условиях, отличных от равновесных, но и о существенной зависимости α_T от стратификации. Сводка литературных данных об α_T дается в работах [3, 12, 19, 9] и др. В работе [9] получена также зависимость α_T от ζ (ζ — критерий устойчивости Мони́на — Обухова) в широком диапазоне ζ . По данным различных авторов α_T меняется от нескольких десятых при устойчивой стратификации, до нескольких единиц при свободной конвекции. При нейтральной стратификации α_T близко к единице. В связи с отмеченным, крайне важно учесть зависимость α_T от стратификации при определении P по данным градиентных наблюдений. Следует отметить, что этому требованию удовлетворяет методика Лайхтмана — Пономаревой — Радикевича [10], при разработке которой зависимость α_T от стратификации учитывалась.

Трудности определения α_T связаны не только с отсутствием надежных данных о значениях P . Для определения α_T , как это следует из соотношения (1), кроме данных о P , требуются сведения о коэффициенте турбулентности для импульса. Различные способы определения k являются дополнительным источником расхождений в значениях α_T по данным различных авторов.

В связи с отмеченным, авторами была предпринята попытка уточнить методику расчета турбулентного потока тепла, исходя из следующих соображений.

Если воспользоваться используемыми в теории подобия функциями

$$\Phi_u = \frac{\kappa z \frac{\partial u}{\partial z}}{v_*}; \quad (3)$$

$$\Phi_T = - \frac{\kappa v_* z}{P / \rho c_P} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4)$$

и учесть, что по определению

$$v_*^2 = k \frac{du}{dz}, \quad (5)$$

то с учетом (3) — (5) уравнение (1) запишется в виде:

$$P = \rho c_P \frac{\kappa^2}{\Phi_u \Phi_T} z^2 \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6)$$

При известных Φ_u и Φ_T значение P может быть найдено по измеренным градиентам температуры и скорости ветра.

В соответствии с полуэмпирической теорией Φ_u и Φ_T являются функцией только стратификации. В ряде работ зависимость их от стратификации (параметров z/L или Ri) исследовалась по экспериментальным данным [18]. Данные эти требуют, однако, уточнения.

Как следует из (6), при расчетах P требуется знать произведение функций Φ_T и Φ_u . Задача определения P , таким образом, сводится к уточнению зависимости от стратификации произведения $\Phi_T\Phi_u$. Предварительные данные о зависимости $1/\Phi_T\Phi_u = \alpha_T/\Phi_u^2$ от Ri обсуждались в [11]. Для уточнения этой зависимости были привлечены, прежде всего, данные о величине P Суинбенка и Айзенштата. Дополнительно использовались данные пульсационных измерений, выполненных ИФА АН СССР в экспедициях 1965 и 1967 гг. (г. Цимлянск) и в экспедиции КЭНЭКС-71 [17]. Основную же часть составили данные о P , полученные как остаточный член из уравнения теплового баланса ($P=R-B$) в условиях, когда испарение с подстилающей поверхности отсутствовало, т. е. $\Delta q = q_2 - q_{0,5} = 0$. Таким образом, оказалось возможным, кроме литературных данных, привлечь для определения α_T/Φ_u^2 многочисленный материал ряда экспедиций ГГО, содержащих сведения о составляющих теплового баланса. Практически отбирались случаи, когда Δq составляло $\pm 0,2$ г/кг (с учетом точности измерений психрометрической разности). Среднее значение Δq (данные группировались по Ri) не превышало $\pm 0,03$ г/кг, т. е. возможная погрешность в P за счет неучета испарения для осредненных данных не превышает 0,01 кал/(см²·мин).

При использовании данных о $R-B$, полученных в различных условиях (и таким образом различными приборами и наблюдателями) исключаются не только случайные ошибки измерений, но также некоторые систематические погрешности (в частности погрешности градуировки приборов).

Для определения градиентов температуры и ветра использовались логарифмические интерполяционные формулы, позволяющие с достаточной точностью определить $\frac{\partial T}{\partial z}$ и $\frac{\partial u}{\partial z}$ по данным измерений температуры и ветра на двух уровнях (z_1 и z_2) из соотношений

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_2 - T_1}{z \ln z_2/z_1}; \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_2 - u_1}{z \ln z_2/z_1} \quad (7)$$

для $z_1 < z < z_2$.

На основании (7) уравнение (6) перепишется в виде

$$P = -\rho c_P \frac{\alpha^2}{\Phi_u \Phi_T} \frac{(T_2 - T_1)(u_2 - u_1)}{(\ln z_2/z_1)^2}. \quad (8)$$

Последнее соотношение и использовалось для определения $1/\Phi_u\Phi_T = \alpha_T/\Phi_u^2$. В качестве критерия устойчивости использовалось градиентное число Ричардсона, которое с учетом (7) при $z=1$ м может быть определено из соотношения

$$Ri|_{z=1 \text{ м}} = \frac{g}{T} \ln z_2/z_1 \frac{T_2 - T_1}{(u_2 - u_1)^2}. \quad (9)$$

Полученные результаты представлены на рис. 1. Средняя кривая проводилась с учетом того, что структурные измерения при

неустойчивой стратификации дают несколько заниженные результаты, а значения $R-B$ могут быть в дневные часы несколько завышены (на 5—15%), а ночью занижены за счет систематических погрешностей при измерениях радиационного баланса термоэлектрическим балансометром [6], а также за счет некоторых погрешностей определения потока тепла в почву расчетным путем [16].

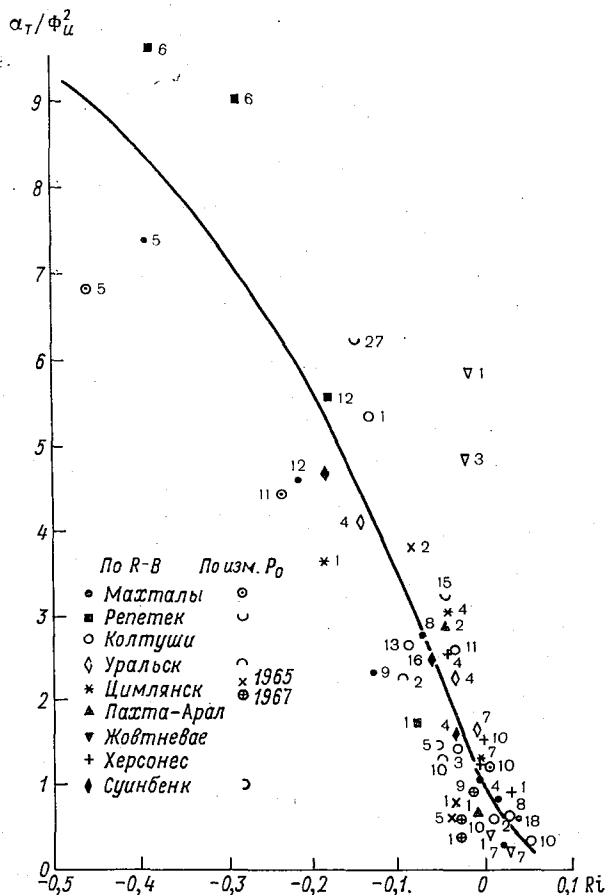


Рис. 1. Зависимость α_T/Φ_u^2 от Ri .

Представленная на рис. 1 зависимость α_T/Φ_u^2 от Ri может быть непосредственно использована для определения R из соотношения (8). Для удобства расчетов на рис. 2 представлена номограмма для определения R при неустойчивой стратификации по разности температуры $\Delta T = T_1 - T_2$ и скорости ветра $\Delta u = u_2 - u_1$ на высотах $z_2 = 2$ м и $z_1 = 0,5$ м. Аналогичная номограмма для определения

P при устойчивой стратификации дана на рис. 3. На основных положениях, используемых при ее построении, остановимся несколько подробнее.

При расчетах P с учетом зависимости α_T/Φ_u^2 от Ri вопрос о численных значениях α_T не встает. При известном Φ_u можно также получить зависимость α_T от стратификации. Точность определения α_T , таким образом, в значительной степени будет определяться точностью задания Φ_u . Некоторые результаты таких оценок

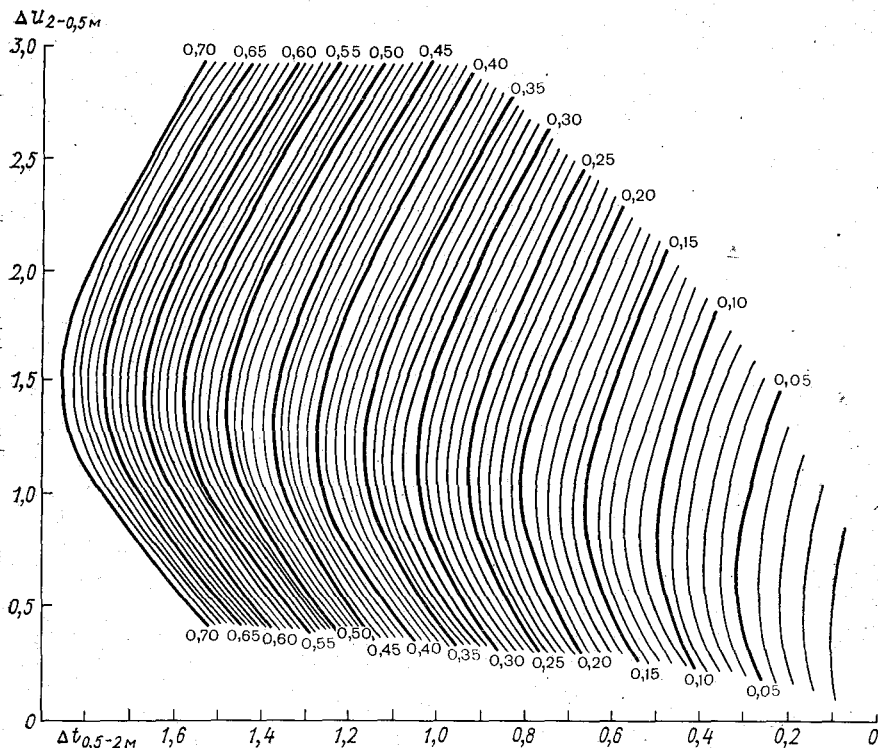


Рис. 2. Номограмма для определения турбулентного потока тепла при неустойчивой стратификации.

приводятся на рис. 4. Выполненные оценки подтвердили существенную зависимость α_T от стратификации. По нашим оценкам α_T меняется от 0,5 при $Ri=0,05$ до 3,0—3,5 при сильно неустойчивой стратификации ($Ri \sim -0,3 \dots -0,6$). При $Ri=0$ $\alpha_T \sim 1$.

На основании рис. 1 удастся определить α_T/Φ_u^2 и α_T лишь при малых значениях Ri . В связи с этим выполнен анализ имеющихся данных о значениях α_T при устойчивой стратификации. Некоторые авторы [2, 23, 28] указывают, что α_T при инверсионных условиях остается постоянной и близкой к единице. Имеются, однако, измерения α_T в трубах [19, 20, 22, 29], показывающие, что α_T уменьша-

ется с ростом устойчивости. В частности, по данным [19] α_T уменьшается с ростом устойчивости от 1,2 при $Ri=0$ до 0,6—0,7 при $Ri=0,02$ и дальше практически остается постоянным. Ri — динамическое число Ричардсона. Постоянство α_T в достаточно большом диапазоне Ri отмечается и в других работах [9, 24], хотя численные оценки не всегда совпадают.

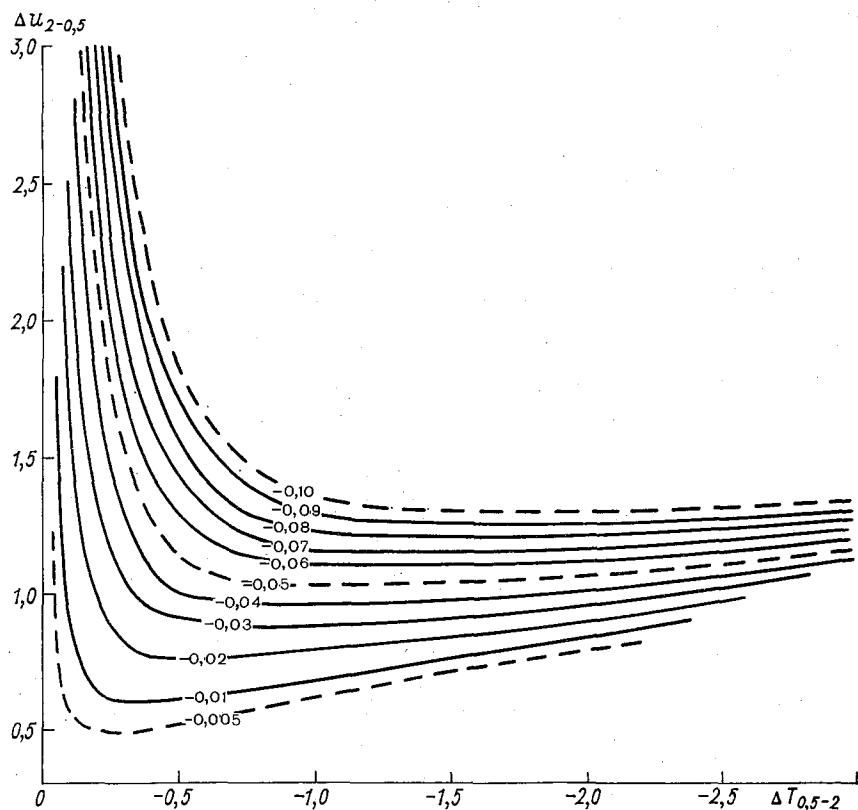


Рис. 3. Номограмма для определения турбулентного потока тепла при устойчивой стратификации.

В связи с отмеченным, полученное нами при $Ri=0,05$ значение $\alpha_T=0,5$ рекомендуется и для $Ri \geq 0,05$. Аналогичные результаты получены Рекордом и Крамером [25] по материалам наблюдений в О'Нейле ($\alpha_T=0,5$). По материалам наблюдений над арктическим льдом [27] $\alpha_T=0,44$ (при $Ri=0,01 \div 0,10$).

При построении номограммы для расчета P при устойчивой стратификации кроме представленной на рис. 4 зависимости α_T

от Ri использовалась также зависимость Φ_u от Ri , предложенная Бушем [21] (при $\kappa=0,35$).

$$\Phi_u = \begin{cases} (1 - 12Ri)^{-1/4}, & Ri < -0,1; \\ (1 - 3Ri)^{-1}, & -0,1 \leq Ri \leq 0,036; \\ 0,88 (1 - 6Ri)^{-1}, & 0,036 \leq Ri \leq 0,1; \\ 1,75 (1 - 4Ri)^{-1}, & Ri > 0,1. \end{cases} \quad (10)$$

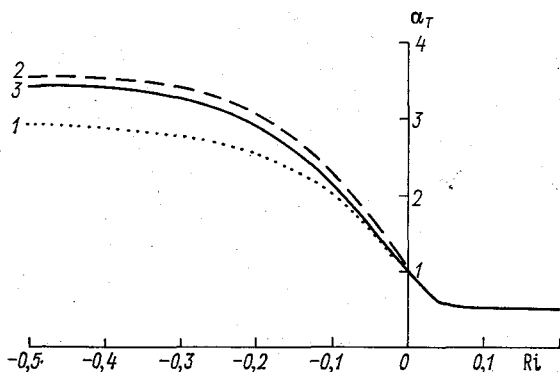


Рис. 4. Зависимость $\alpha_T = k_T/k$ от Ri , рассчитанная по α_T/Φ_u^2 (рис. 1) с использованием зависимости Φ_u от Ri по Пановскому и др. [24] (1), по Зилитинкевичу и Чаликову [3] (2), по Бушу [21] (3).

Если воспользоваться логарифмическими интерполяционными формулами для влажности, то формула для расчета потока водяного пара на основе (2) с учетом (3) и (5) запишется в виде

$$E = -\kappa^2 \rho \frac{\alpha_q}{\Phi_u^2} \frac{(q_2 - q_1)(u_2 - u_1)}{(\ln z_2/z_1)^2}, \quad (11)$$

где $\alpha_q = k_q/k$.

Таким образом, при расчетах испарения по диффузионным формулам встает вопрос об определении коэффициента турбулентности для влаги. До настоящего времени коэффициенты турбулентности для тепла и влаги принимались одинаковыми.

Имеющиеся данные о роли лучистого притока в балансе тепла в пограничном слое атмосферы позволяют отнести значительные расхождения в величинах k_T и k за счет существенного влияния лучистого теплообмена на механизм передачи тепла, наиболее сильно проявляющегося в приземном слое. В связи с этим встает вопрос о правомерности гипотезы о равенстве k_T и k_q . Этот вопрос требует дополнительного исследования, здесь же ограничимся

лишь некоторыми оценками. Так, по данным прямых измерений турбулентных потоков тепла и влаги, выполненных в экспедиции КЭНЭКС-71 и приведенных в [11], при неустойчивой стратификации $k_T/k_q \approx 2$. Вряд ли такое систематическое расхождение между k_T и k_q можно отнести за счет погрешностей измерений.

Поскольку влажность можно рассматривать как пассивную примесь, по-видимому, более справедливым будет предположение о равенстве коэффициентов турбулентности для влаги и импульса. Имеются экспериментальные данные, подтверждающие равенство коэффициентов турбулентности для влаги и импульса. В частности, данные Дикона и Суинбенка и Райдера обсуждаются с этой точки зрения в работе Пристли [14]. Приведем аналогичные оценки, выполненные по материалам экспедиции КЭНЭКС-71 [11]. Значение $\alpha_q = k_q/k$ определялось из соотношения

$$\alpha_q = - \frac{\Delta u}{\Delta q} \frac{E}{\tau}, \quad (12)$$

где τ — касательное напряжение у подстилающей поверхности. Как известно, на небольших высотах влияние стратификации невелико и распределение ветра с достаточной точностью описывается логарифмическим законом. Это позволяет при определении τ по наблюдениям за скоростью ветра в нижнем 1—2-метровом слое использовать логарифмическую модель, согласно которой

$$\tau = \kappa^2 \left(\frac{\partial u}{\partial \ln z} \right)^2. \quad (13)$$

Рассчитанное на основании (12) и (13) (с использованием измеренных E) значение α_q в среднем составило 1,12, при $LE > 0,02$ кал/(см²·мин) (с осреднением по 5 случаям) α_q оказалась равным 0,97. Следует заметить, что при учете влияния стратификации на v_* значения α_q будут еще меньше.

Таким образом, выполненные оценки позволяют с большим основанием полагать $\alpha_q = 1$. При использовании же предложенной Бушем зависимости Φ_u от Ri (10) расчет LE из соотношения (11) не представляет трудностей.

В заключение следует отметить, что надежность той или иной методики расчета турбулентных потоков тепла и влаги должна прежде всего оцениваться на основе замыкания баланса тепла на уровне подстилающей поверхности. Применительно к предложенной методике такие оценки выполнены в [7, 8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бройдо А. Г. Оценка некоторых методов определения элементов теплового баланса деятельного слоя. — «Труды ГГО», 1974, вып. 340, с. 74—89.
2. Гурвич А. С. О турбулентном потоке количества движения при неустойчивой стратификации приземного слоя. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1961, № 11, с. 1706—1707.
3. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1970. 292 с.

4. Зилитинкевич С. С., Чаликов Д. В. О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений.— «Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 9, с. 915—929.
5. Казанский А. Б., Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги, по данным градиентных наблюдений.— «Метеорология и гидрология», 1962, № 12, с. 3—8.
6. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 254.
7. Курпакова Т. А. Расчет турбулентных потоков тепла и влаги в условиях Средней Азии.— «Труды ГГО», 1975, вып. 362, с. 112—118.
8. Лазарева Н. А., Малевский-Малевич С. П., Серова Н. В. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период сезонного протаивания грунтов.— См. наст. сборник.
9. Лайхтман Д. Л., Пономарева С. М. Об отношении коэффициентов турбулентного обмена для тепла и количества движения в приземном слое атмосферы.— «Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1969, т. 5, № 12, с. 1245—1250.
10. Лайхтман Д. Л., Пономарева С. М., Радикевич В. М. Особенности обмена теплом и количеством движения в нижнем слое атмосферы.— «Труды ЛГМИ», 1970, вып. 39, с. 91—100.
11. Леготина С. И., Орленко Л. Р. Тепловой баланс подстилающей поверхности в период экспедиции КЭНЭКС-71.— «Труды ГГО», 1973, вып. 296, с. 46—56.
12. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Часть I. М., «Наука», 1965. 640 с.
13. О соотношении составляющих теплового баланса в условиях пустыни.— «Труды ГГО», 1973, вып. 322, с. 47—56. Авт.: Б. А. Айзенштат, С. И. Леготина, С. П. Малевский-Малевич, Л. Р. Орленко, В. И. Соловейчик.
14. Пристли С. Х. Б. Турбулентный перенос в приземном слое атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1964. 124 с.
15. Тепловой баланс деятельной поверхности.— «Труды ГГО», 1961, вып. 107, с. 34—43. Авт.: Б. А. Айзенштат, У. И. Антропова, В. П. Грачева, Т. А. Огнева, Н. В. Серова.
16. Цейтин Г. Х. Численные методы расчета теплоотдачи почвы.— «Труды ГГО», 1951, вып. 27 (89), с. 55—64.
17. Экспериментальные исследования баланса тепла на поверхности почвы.— «Труды ГГО», 1973, вып. 296, с. 38—45. Авт.: Л. Г. Елагина, С. Л. Зубковский, Б. М. Копров, Д. Ю. Соколов.
18. Яглом А. М. Данные о характеристиках турбулентности в приземном слое атмосферы.— «Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1974, т. 10, № 6, с. 566—586.
19. Arya S. P. S. The critical condition for the maintenance of turbulence in stratified flows.— Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., v. 98, No. 416, p. 264—273.
20. Arya S. P., Plate E. J. Modeling of stably stratified atmospheric boundary layers.— J. Atmosph. Sci., 26, pp. 656—665.
21. Busch N. E. The surface boundary layer (part 1).—Boundary layer meteorology, 1973, v. 4, No. 1, 2, 3 and 4, p. 213—240.
22. Elisson T. И., Turner J. S. Mixing of dense fluid in a turbulent pipe flow. Parts 1—2. J. Fluid Mech., 1960, v. 8, p. 514—544.
23. Flux—profile relationships in the atmospheric surface layer.— J. Atmosph. Sci., 1971, v. 28, p. 181—189. Authrs.: J. A. Businger, H. C. Wyngaard, Y. Isumi, E. F. Bradley.
24. Properties of wind and temperature at Round Hill, South Darmouth Mass Research and Development Technical Report ECOM—0035—F. Pennsylvania State Univ., 1967. Authrs.: H. A. Panofsky, H. Busch, B. Prasad, S. Hanna, E. Peterson, E. Mares.
25. Record F. A., Cramer H. E. Turbulent energy dessipation rate and exchange processes a non-homogeneous surface.— Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1966, v. 92, No. 394, p. 519—532.

26. Swinbank W. C. The exponential wind profile.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1964, v. 90, No. 384, p. 119—135.

27. Thorpe M. R., Banke E. G., Smith S. D. Eddy correlation measurement of evaporation and sensible heat flux over Arctic Sea ice. J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 18, p. 49—60.

28. Webb E. K. Profile relationships: The log-linear range and extension to strong stability.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1970, v. 96, p. 67—80.

29. Webster C. A. G. An experimental study of turbulence in a density-stratified shear flow.—J. Fluid Mech., 1964, v. 19, p. 221—245.

Н. В. Серова, Г. Х. Цейтин

О РАСЧЕТЕ ПОТОКА ТЕПЛА В ПОЧВУ В УСЛОВИЯХ ФАЗОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

I. Поток тепла в почву является важной составляющей теплового баланса подстилающей поверхности, тесно связанной с температурным полем верхнего слоя почвы. В свою очередь, это температурное поле обуславливается температурным и радиационным режимом верхнего слоя воздуха, теплофизическими характеристиками почвы, ее механическим составом, режимом влажности и т. п. В условиях замерзания или оттаивания почвы поток связан также с дополнительным выделением или поглощением тепла вследствие фазовых переходов части почвенной влаги.

II. Как в большинстве подобных исследований, полагаем, что почва однородна по горизонтали и тогда ее температура будет меняться лишь по глубине и во времени, что может быть описано уравнением теплопроводности:

$$c(z)\rho(z)\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\lambda(z)\frac{\partial T(z,t)}{\partial z}. \quad (1)$$

Здесь $T(z, t)$ — температура почвы на глубине z , отсчитываемой от поверхности (или от любого другого уровня в почве) в момент времени t . Теплофизические характеристики почвы — ее объемная теплоемкость $c(z)\rho(z)$ и теплопроводность $\lambda(z)$ могут меняться с глубиной z вследствие изменения механического состава почвы и ее влажности, а в условиях замерзания или оттаивания — также от фазового состояния почвенной влаги [3]. В последних случаях на движущейся во времени границе промерзания $z=y(t)$, где выделяется или поглощается тепло, должно выполняться условие теплового баланса [2], упрощенно имеющее вид

$$-\lambda(z)\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{y(t)-0} + \lambda(z)\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{y(t)+0} = \pm Lq(t)\frac{dy(t)}{dt}, \quad (2)$$

где $L=80$ кал/г — скрытая теплота плавления льда; $q(t)$ — количество замерзающей (оттаивающей) воды (в весовых единицах на единицу объема сухой почвы).

Знак минус в правой части (2) берется, когда выше границы промерзания $y(t)$ находится мерзлая почва, а ниже — незамерзшая или талая (например, в умеренных и южных широтах с сезонным промерзанием почвы), а знак плюс — в противоположных случаях, имеющих место, например, при оттаивании верхнего слоя почвы в районах вечной мерзлоты.

III. Как и в работе [4], полагаем, что известно температурное поле в некотором верхнем слое почвы толщиной H , а также теплофизические характеристики почвы $c(z)\rho(z)$ и $\lambda(z)$, а в условиях фазовых переходов — соответствующие характеристики промерзания.

Рассмотрим случай, когда граница промерзания $y(t)$ расположена внутри рассматриваемого слоя почвы, ибо в остальных случаях непосредственного учета фазовых процессов не требуется (они учитываются самим температурным полем).

Обозначим потоки тепла в почву через поверхность $z=0$ и нижнюю границу слоя $z=H$ соответственно $P_0(t)$ и $P_H(t)$:

$$P_0(t) = -\lambda(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad (3)$$

$$P_H(t) = -\lambda(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=H}. \quad (3')$$

Проинтегрируем обе части (1) по глубине z от $z=0$ до $z=y(t)-0$ и от $z=y(t)+0$ до $z=H$, тогда, учитывая (3) и (3'), получим:

$$\int_0^{y(t)} c(z)\rho(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} dz = P_0(t) + \lambda(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{y(t)-0}, \quad (4)$$

$$\int_{y(t)}^H c(z)\rho(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} dz = -P_H(t) - \lambda(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{y(t)+0}. \quad (4')$$

Складывая (4) и (4') и учитывая (2), найдем

$$P_0(t) = P(t) + P_{cp}(t), \quad (5)$$

где

$$P_{cp}(t) = \pm Lq(t) \frac{dy(t)}{dt} \quad (6)$$

есть часть потока тепла в почву, обусловленная фазовыми переходами, а величина

$$P(t) = \int_0^H c(z)\rho(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} dz + P_H(t) \quad (7)$$

поток тепла в почву через поверхность без учета фазовых переходов (или в их отсутствии), причем первое слагаемое справа в (7) есть скорость изменения во времени суммарного (по всему слою)

теплосодержания почвы, а второе — поток тепла через нижнюю границу слоя $z=H$. Таким образом, при наличии фазовых переходов в почве, поток складывается из двух частей $P(t)$ и $P_{\Phi}(t)$, каждая из которых может вычисляться самостоятельно и независимо друг от друга.

IV. Как и в [4], вычисляем потоки в почву не в данный конкретный момент, а суммарные, за некоторый конечный интервал времени τ

$$Q_0(\tau) = \int_0^{\tau} P_0(t) dt \quad (8)$$

причем, согласно (5)

$$Q_0(\tau) = Q(\tau) + Q_{\Phi}(\tau), \quad (9)$$

где

$$Q(\tau) = \int_0^{\tau} P(t) dt; \quad (10)$$

$$Q_{\Phi}(\tau) = \int_0^{\tau} \left[\pm Lq(t) \frac{dy(t)}{dt} \right] dt. \quad (11)$$

V. При расчете части потока тепла, обусловленного фазовыми переходами $Q_{\Phi}(\tau)$, полагаем, что за рассматриваемый интервал времени τ интенсивность замерзания влаги $q(t)$ слабо меняется во времени и его можно заменить средним значением $q(t) = q_{\text{ср}}$, тогда, согласно (11)

$$Q_{\Phi}(\tau) \approx \pm Lq_{\text{ср}}\Delta y(\tau), \quad (12)$$

где

$$\Delta y(\tau) = y(\tau) - y_0 \quad (13)$$

есть толщина замерзшего (оттаявшего) слоя почвы за интервал времени τ . Если $q(t)$ меняется заметно, то указанный интервал времени следует разбить на несколько интервалов, в каждом из которых допустима замена средним значением.

Если известна абсолютная влажность почвы (в области изменения фаз), например, в граммах на см^3 сухой почвы, то

$$q_{\text{ср}} \approx q_{\text{п}} - q_{\text{н}}, \quad (14)$$

где $q_{\text{п}}$ — общая влажность, а $q_{\text{н}}$ — ее незамерзающая часть. При задании влажности в процентах (по отношению к весу сухой почвы)

$$q_{\text{ср}} \approx \frac{\rho_{\text{п}}(W_{\text{п}} - W_{\text{н}})}{100}, \quad (14')$$

где $\rho_{\text{п}}$ — объемный вес сухой почвы, $W_{\text{п}}$ и $W_{\text{н}}$ — соответственно общая влажность и ее незамерзающая часть, %.

VI. Методика расчета потока тепла $Q(\tau)$ (без учета фазовых переходов) на основе заданного температурного поля подробно рассмотрено в [4]. Для потока $Q(\tau)$ получена формула

$$Q(\tau) = c\rho \left[A(\tau) - \frac{k}{H-h} B(\tau) \right], \quad (15)$$

где $c\rho$ и k — средние для взятого слоя почвы ($0; H$) объемная теплоемкость ($c(z)\rho(z)$) и температуропроводность ($k(z)$) почвы.

$$A(\tau) = \int_0^h [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz + \\ + \int_h^H [T(z, \tau) - T(z, 0)] \frac{(H-z)}{(H-h)} dz. \quad (16)$$

$$B(\tau) = \int_0^\tau [T(H, t) - T(h, t)] dt, \quad (17)$$

где h — некоторая промежуточная глубина в слое почвы, а $T(z, \tau)$ и $T(z, 0)$ — соответственно температуры почвы на глубине z в конце и в начале рассматриваемого промежутка времени τ ; $T(H, t)$ и $T(h, t)$ — температуры в момент наблюдения t на нижней границе слоя $z=H$ и на промежуточной глубине $z=h$. В [4] рассмотрены различные частные случаи расчета по формуле (15). Здесь приводим расчетные формулы при следующих предположениях:

а) промежуточная глубина $z=h$ выбрана в середине слоя: $h = \frac{H}{2}$;

б) наблюдения за температурой почвы в слое ($0; H$) имеются на пяти равностоящих уровнях (слой разбит на четыре равные части). Например, при толщине слоя $H=20$ см, эти уровни есть $z=0$ (поверхность), $z=5, 10, 15$ и 20 см (нижняя граница слоя $z=H$);

в) наблюдения синхронные на всех уровнях и проводятся через равные интервалы времени (например, при общем интервале $\tau=8$ ч наблюдения имеются в моменты $t=0$ (начало интервала), $\tau=2, 4, 6$ и 8 ч (конечный момент $t=\tau$)).

Заметим, что любое заданное температурное поле в слое ($0, H$) (если имеющееся число наблюдений в достаточной мере представляет его) может быть построено (например, графическим интерполированием) в соответствии с п. б) и в).

При перечисленных условиях расчетные формулы имеют вид:

$$A(\tau) \approx H \{ 0,082F_0(\tau) + 0,333F_{1/4H}(\tau) + \\ + 0,175F_{H/2}(\tau) + 0,156F_{3/4H}(\tau) + 0,042F_H(\tau) \}, \quad (18)$$

где $F_0(\tau)$, $F_{H/4}(\tau)$ и т. д. есть разности температур $T(z, t) - T(z, 0)$ на уровнях $z=0, \frac{H}{4}$ и т. д.

$$B(\tau) \approx \theta \left\{ \frac{1}{2} [E(0) + E(\tau)] + E(t_1) + E(t_2) + \dots \right\}, \quad (19)$$

где E_0, E_{t_1}, E_{t_2} есть разности $T(H, t) - T(h, t)$ в моменты наблюдений $t=0, t=t_1$ и т. д., а 0 есть интервал времени между двумя соседними наблюдениями. Для расчета $B(\tau)$ необходимо найти полусумму $E(t)$ на концах интервала времени τ , прибавить сумму $E(t)$ для всех промежуточных наблюдений t_1, t_2 и т. д. и общую сумму умножить на θ .

VII. Приведем примеры расчета потоков тепла для п. Медвежье (площадка под лишайником) для периода с 1 по 13 июля 1975 г. ($\tau=12$ сут=288 ч). Средние теплофизические характеристики почвы: $c_p=0,35$ кал/(см³·°C) и $k=2,3$ см²/ч. Нулевая изотерма, которую отождествляем с границей оттаивания почвы $y(t)$, продвинулась за этот период с глубины $y(0)=25$ см (1 июля) до $y(\tau)=30$ см (13 июля), следовательно $\Delta y(\tau)=5$ см.

Вычислим вначале поток тепла в почву с учетом фазовых процессов, взяв слой толщиной $H=30$ см (граница оттаивания находится в пределах этого слоя). Объемный вес сухой почвы $\rho_n=1,7$ г/см³, а относительная влажность $W_n=24\%$ и $W_n=10\%$, тогда, согласно (14'), средняя интенсивность оттаивания здесь:

$$q_{cp} = \frac{1,7(24-10)}{100} = 0,24 \text{ г/см}^3.$$

Следовательно, часть потока тепла в почву, затрачиваемая за рассматриваемый период (12 сут) на оттаивание почвы, согласно (12), есть:

$$Q_\phi(\tau) \approx +80 \cdot 0,24 \cdot 5 = +96 \text{ кал/см}^2.$$

Распределение среднесуточных температур в почве по глубине и во времени за указанный период представлено в табл. 1 (слой разделен на четыре части по 7,5 см).

Приведем расчет разностей температур $F_z(\tau)$:

Глубина, см	0	7,5	15	22,5	30	
$T(z, \tau)$	10,6	8,8	4,5	1,6	0,0	13/VII
$T(z, 0)$	10,0	6,0	0,8	0,1	-0,5	1/VII
$F_z(\tau)$	0,6	2,8	3,7	1,5	0,5	

Поскольку $H=30$ см, то, подставляя найденные значения в формулу (18), получим:

$$A(\tau) \approx 30(0,082 \cdot 0,6 + 0,333 \cdot 2,8 + 0,175 \cdot 3,7 + 0,156 \cdot 1,5 + 0,004 \cdot 0,5) = 30 \cdot 1,86 = 56^\circ \text{ C} \cdot \text{см}.$$

Расчет разностей $E(t)$ за все сроки наблюдения представлен в табл. 2 (здесь $h=15$ см).

Таблица 1

Среднесуточные температуры в почве. Июль

Число	Глубина, см				
	0	7,5	15	22,5	30
1	10,0	6,0	0,8	0,1	-0,5
2	11,0	6,7	1,1	0,1	-0,4
3	9,8	8,0	1,3	0,1	-0,3
4	16,0	11,4	1,8	0,4	-0,3
5	19,6	14,2	2,3	0,5	-0,2
6	12,6	10,2	1,8	0,3	-0,3
7	20,2	15,4	3,7	0,5	-0,4
8	10,3	8,4	3,0	0,7	-0,2
9	12,5	9,8	3,2	0,6	-0,3
10	8,8	7,9	2,2	0,8	-0,1
11	15,4	12,0	4,2	1,0	-0,2
12	11,9	10,1	4,3	1,5	-0,2
13	10,6	8,8	4,5	1,6	0,0

Таблица 2

Расчет $E(t)$. Июль

Число	1	2	3	4	5	6	7
$T(H, t)$ (30 см)	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,3	-0,4
$T(h, t)$ (15 см)	0,8	1,1	1,3	1,8	2,3	1,8	3,7
$E(t)$	-1,3	-1,5	-1,6	-2,1	-2,5	-2,1	-4,1

Число	8	9	10	11	12	13
$T(H, t)$ (30 см)	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	0,0
$T(h, t)$ (15 см)	3,0	3,2	2,2	4,2	4,3	4,5
$E(t)$	-3,2	-3,5	-2,3	-4,4	-4,5	-4,5

Подставив значения $E(t)$ в формулу (19) и учитывая, что $Q=24$ ч (интервал между наблюдениями), получим:

$$B(\tau) \approx -24 \frac{1,3+4,5}{2} + 1,5 + 1,6 + 2,1 + 2,5 + 2,1 + 4,1 + \\ + 3,2 + 3,5 + 2,3 + 4,4 + 4,5) = -24 \cdot 34,7 = -833^\circ \text{C} \cdot \text{ч}.$$

Подставив величины $A(\tau)$, $B(\tau)$ и другие исходные данные в формулу (16), получим поток тепла $Q(\tau)$ (без учета фазовых процессов):

$$Q(\tau) = 0,35 \left[56 - \frac{2,3}{(30-15)} (-833) \right] = 0,35 (56 + 128) = \\ = 0,35 \cdot 184 \approx 64 \text{ кал/см}^2.$$

Следовательно, согласно (9), поток тепла в почву есть:

$$Q_0(\tau) = 96 + 64 = 160 \text{ кал/см}^2.$$

Таким образом, за рассматриваемый период в 12 сут поток тепла вглубь почвы через каждый см² поверхности, составляет 160 кал, из которых 95 кал тратится на таяние мерзлой почвы.

Если провести подобным же образом расчет потока тепла в почву по распределению температуры в слое $H=20$ см, когда граница таяния $y(t)$ находится вне пределов слоя и учет фазовых процессов не требуется, получим данные, представленные в табл. 3.

Температура почвы. Медвежье. Июль 1975 г.

Таблица 3

Число	Глубина, см				
	0	5	10	15	20
1	10,0	8,1	3,5	0,8	0,4
2	11,0	8,3	4,4	1,1	0,4
3	9,8	8,9	5,8	1,3	0,4
4	16,0	13,7	8,4	1,8	0,7
5	19,6	16,7	9,8	2,3	0,9
6	12,6	11,8	7,4	1,8	0,6
7	20,2	18,2	12,0	3,7	0,8
8	10,3	9,2	7,3	3,0	1,1
9	12,5	11,3	7,7	3,2	1,2
10	8,8	8,4	7,0	2,2	1,4
11	15,4	13,8	9,4	4,2	1,8
12	11,9	11,0	8,4	4,3	2,3
13	10,6	9,6	7,8	4,5	2,4

$$A(\tau) \approx 36^\circ \text{С} \cdot \text{см}, B(\tau) \approx -1925^\circ \text{С} \cdot \text{ч}.$$

Следовательно, по (15), найдем:

$$Q(\tau) = 0,35 \left[36 + \frac{2,3}{(20-10)} \cdot 1925 \right] = 0,35 (36 + 443) = 0,35 \cdot 479,$$

или

$$Q(t) \approx 168 \text{ кал/см}^2.$$

Расчеты потоков тепла в почву

Таблица 4

Число	VII		VIII		IX	
	лишайник	пята	лишайник	пята	лишайник	пята
1	19	127	60	72	-60	-10
2	5	77	-26	74	2	48
3	0	82	91	41	32	49
4	43	192	-38	11	-14	35
5	11	139	221	126	82	37
6	21	105	-42	28	-42	16
7	14	118	38	46	22	30
8	-9	26	23	17	41	42
9	19	88	40	63	99	104
10	21	72	0	14	-96	-56
Сумма	144	1026	367	492	66	253
11	20	115	115	64	36	9
12	21	50	-6	36	9	32
13	-2	41	52	54	-1	26
14	-8	58	-56	11	36	33
15	4	128	84	71	29	48
16	46	104	-2	55	96	81
17	14	100	-23	24	66	71
18	82	132	59	17	-8	-17
19	4	69	48	45	22	26
20	76	105	17	44	-27	-20
Сумма	257	902	288	399	258	289
21	43	102	22	35		
22	38	96	-44	-36		
23	42	70	46	63		
24	34	74	-31	-21		
25	70	61	-4	6		
26	2	-2	55	48		
27	29	26	-20	10		
28	46	55	-4	-8		
29	43	48	51	74		
30	78	83	-6	34		
31	12	39	14	16		
Сумма	437	652	79	221		
За месяц	838	2580	734	1112		

Таким образом, вычисленный без непосредственного учета фазовых процессов поток тепла в почву равен за тот же период 168 кал, что больше предыдущего результата (160 кал) на 5%. Учитывая возможные погрешности в исходных экспериментальных данных (температурное поле, теплофизические характеристики и т. п.), следует такую сходимость считать вполне удовлетворительной.

VIII. По предложенной здесь методике вычислены суточные суммы значений потоков тепла в почву для всех площадок за период экспедиционных наблюдений 1975 г. Результаты расчетов приведены в [1]. Для условий пятнистой поверхности естественной площадки Медвежьего теплофизические характеристики и температурный режим участков с лишайником и пятен существенно различаются. Поэтому расчеты потоков тепла в почву выполнялись для этих условий по отдельности. Результаты приведены в табл. 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лазарева Н. А., Малевский-Малевич С. П., Серова Н. В. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период сезонного протаивания грунтов. См. наст. сборник.
2. Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутское книжное издательство, 1975. с. 190—192.
3. Серова Н. В. Исследование теплового режима почвы в зимнее время.— «Метеорология и гидрология», № 2, 1958, с. 24—27.
4. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы.— «Труды ГГО», вып. 39 (101), 1953, с. 201—213.

Н. А. Лазарева

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ (В РАЙОНАХ МЕДВЕЖЬЕГО И НЫДЫ)

Известны многочисленные работы, посвященные различным аспектам проблемы исследований теплового баланса естественных поверхностей. Среди них наиболее завершенными являются обобщения, выполненные М. И. Будыко и его сотрудниками для больших временных и пространственных масштабов и получившие широкое распространение для описания макропроцессов. Однако целый ряд задач требует выполнения проработок по количественному описанию теплового баланса для сравнительно небольших интервалов времени и конкретных типов подстилающей поверхности. К ним относится и большинство прикладных задач геофизиологии, для которых изучаемые явления формируются процессами микро- и мезомасштабов. При этом существенно осложняется процесс получения необходимой информации, так как, во-первых, требуется постановка специальных наблюдений, а во-вторых, появляются дополнительные трудности в расчетах. При использовании традиционных обозначений (R — радиационный баланс, P — турбулентный поток тепла, LE — затраты тепла на испарение и B — поток тепла в почву) уравнение теплового баланса имеет вид:

$$R = P + LE + B.$$

Многочисленными работами метеорологов показано, что в некоторых «чистых» условиях измерения радиационного баланса и расчет потоков тепла в почву на основании профильных измерений температуры почвы могут быть выполнены с достаточной точностью. Это дает возможность при наличии измерений градиентов температуры и влажности воздуха определять потоки P и LE из условий априорного замыкания теплового баланса без привлечения сведений об интенсивности турбулентного теплообмена в приземном слое воздуха. Такой метод (метод теплового баланса) широко

используется на сети теплобалансовых станций и в некоторых специальных экспедиционных исследованиях. Единственное ограничение этого метода состоит в невозможности определения «мгновенных» потоков и поэтому требуется некоторое осреднение исходных данных. Однако реальные условия нашей задачи не позволяют считать их «чистыми». В первую очередь, это объясняется спецификой теплообмена в почве для наших условий. Расчетные методы определения этой величины хорошо проверены для однородных по глубине теплофизических характеристик почвы и при отсутствии внутренних источников тепла. В то же время, процессы протаивания естественных поверхностей района исследований происходят при растительных покровах на поверхности почвы и при появлении источника тепла в почве благодаря фазовым переходам воды.

Другое осложнение связано с тем, что жесткие требования, предъявляемые к организации метеорологических площадок наблюдений, согласно Наставлениям Гидрометслужбы не всегда могут быть выполнены при полевых исследованиях. В частности, площадки с нарушенными условиями подстилающей поверхности невелики по своим размерам. При этом возникает необходимость проверки корректности определения турбулентных потоков тепла и влаги на основании градиентных измерений. Эти обстоятельства вынуждают определять все составляющие теплового баланса независимыми методами и считать критерием достоверности полученных результатов условие замыкания теплового баланса. Лишь в том случае, если проведенные исследования покажут корректность определения всех компонент теплового баланса и обеспечат его замыкание, можно будет рассчитывать одну из них как остаточный член или использовать метод теплового баланса.

Для расчетов турбулентных потоков тепла и влаги здесь применена методика, изложенная в [3], так как выполненные проверки показали, что ее использование наилучшим образом обеспечивает замыкание теплового баланса [2].

Поскольку турбулентные потоки тепла и влаги рассчитывались для пунктов (Ныда, Медвежье), расположенных в различных ландшафтных условиях, представляло интерес оценить параметр шероховатости (z_0) для всех площадок. Для определения z_0 были использованы данные наблюдений расширенной программы 1975 г., когда профиль ветра измерялся на шести уровнях (Медвежье) или на четырех (Ныда).

Были отобраны профили скорости ветра для равновесных условий для случаев, когда скорость ветра у земли была равна или больше 3 м/с для площадок с естественным и нарушенным растительным покровом.

Оказалось, что для условий площадок Медвежьего z_0 для естественных условий равняется 1,1 см, а для нарушенных — 0,8 см. Для Ныды z_0 равно соответственно 1,2 и 0,9 см.

Качественное соотношение этих результатов представляется вполне объяснимым — несколько большие значения z_0 для пло-

щадок Ныды объясняются более выраженным микрорельефом как естественных, так и нарушенных условий по сравнению с площадками Медвежьего. Также естественно и уменьшение z_0 при удалении растительного покрова.

Однако, имея в виду очень близкие значения z_0 , можно оценить различия между ними как несущественные и полагать параметр шероховатости исследованных ландшафтов равным 1 см как в естественных, так и в нарушенных условиях. Это свидетельствует о малом влиянии процессов удаления растительного покрова на изменение динамических факторов турбулентности.

Таким образом, процесс изменения интенсивности турбулентного потока тепла при освоении определяется чисто термическими факторами.

Используя упомянутую выше расчетную методику, были определены турбулентные потоки тепла и влаги за каждый срок наблюдений по всем четырем наблюдательным площадкам за весь период полевых работ.

Таблица 1

Средние разности температуры (Δt) и абсолютной влажности (Δe) по данным экспедиции. Июль—сентябрь

Площадка												
естественная			нарушенная			естественная			нарушенная			
срок VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	VII	VIII	IX	
Медвежье. Δt						Ныда. Δt						
2	-0,49	-0,33	-0,36	-0,36	-0,22	-0,35	-0,44	-0,34	-0,40	-0,20	-0,35	-0,43
8	0,34	0,26	0,01	0,29	0,24	0,04	0,35	0,17	0,08	0,09	-0,05	-0,14
14	0,71	0,55	0,24	0,59	0,42	0,19	0,52	0,33	0,22	0,09	0,09	0,02
20	-0,22	-0,25	-0,50	-0,14	-0,24	-0,52	-0,15	-0,31	-0,51	-0,07	-0,35	-0,55
Δe						Δe						
2	-0,27	-0,11	-0,10	-0,01	0,03	-0,05	0,02	-0,10	-0,07	-0,03	-0,03	-0,03
8	0,26	0,36	0,18	0,15	0,46	0,15	0,46	0,32	0,29	0,24	0,27	0,13
14	0,34	0,43	0,52	0,12	0,81	0,61	0,52	0,55	0,55	0,26	0,33	0,28
20	0,18	0,05	-0,13	0,11	0,35	-0,23	0,28	0,16	0,11	0,16	0,07	-0,07

В табл. 1 приведены осредненные по срокам разности температуры воздуха и абсолютной влажности на двух уровнях по наблюдениям в Медвежьем и Ныде за июль—сентябрь 1975 г. Из табл. 1 следует, что положительные значения Δe наблюдаются в течение суток более продолжительное время, чем Δt (Δe в июле и августе положительны в срок 20 ч., в то время как Δt в этот срок всегда меньше 0). Соответственно и знаки турбулентных потоков в этих условиях противоположны.

Таблица 2

Повторяемость (%) разностей температуры (Δt) и влажности (Δe)

Градации		Площадка									
		Естественная					Нарушенная				
		2	8	14	20	Σ	2	8	14	20	Σ
от	до										

 Δt

-2,0	-1,6	1	—	—	4	5	3	—	—	—	3
-1,5	-1,1	5	—	—	4	9	3	—	—	8	11
-1,0	-0,6	16	—	—	10	26	8	1	1	11	21
-0,5	-0,1	48	12	3	46	109	56	8	4	39	117
0,0		14	15	13	13	55	7	14	10	16	47
0,1	0,5	3	39	29	5	76	8	52	38	9	107
0,6	1,0	—	12	21	2	35	—	8	21	1	30
1,1	1,5	—	3	16	—	19	—	2	6	—	8
1,6	2,0	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—

 Δe

-2,0	-1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
-1,5	-1,1	1	—	—	—	1	1	—	2	2	5
-1,0	-0,6	5	2	—	3	10	2	3	4	9	18
-0,5	-0,1	47	4	12	23	86	34	10	7	18	69
0,0		11	9	10	15	45	20	12	5	9	46
0,1	0,5	18	56	35	27	136	26	44	35	41	146
0,6	1,0	1	8	10	7	30	2	14	18	4	38
1,1	1,5	—	3	3	—	13	1	1	11	1	14
1,6	2,0	—	1	—	—	5	—	—	—	—	—

Для иллюстрации изменчивости отдельных значений разностей температуры и влажности воздуха в табл. 2 приведены их повторяемости.

На рис. 1, 2 приведен суточный ход турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение для естественной и нарушенной площадки Медвежьего. Прежде всего отметим, что приведенные результаты не могут претендовать на детальное описание суточного хода вследствие малого числа сроков наблюдений и их следует рассматривать как иллюстрацию самых общих закономерностей суточного хода.

Максимальные значения потоков приходятся на 14 ч и составляют 0,21 кал/(см²·мин) (июль). Максимальные значения потоков влаги приходятся на август и составляют 0,17 кал/(см²·мин). Анализ временных изменений потоков тепла в течение всего

периода наблюдений показывает, что максимальные значения P в июле примерно в 3 раза превосходят соответствующие значения для сентября.

Обращают на себя внимание некоторые особенности изменений LE от месяца к месяцу. Видно, что максимальное испарение

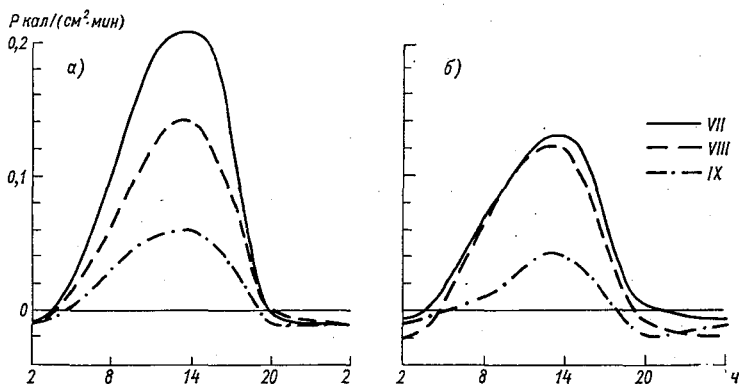


Рис. 1. Суточный ход турбулентных потоков тепла (P) на естественной (а) и нарушенной (б) площадках Медвежье.

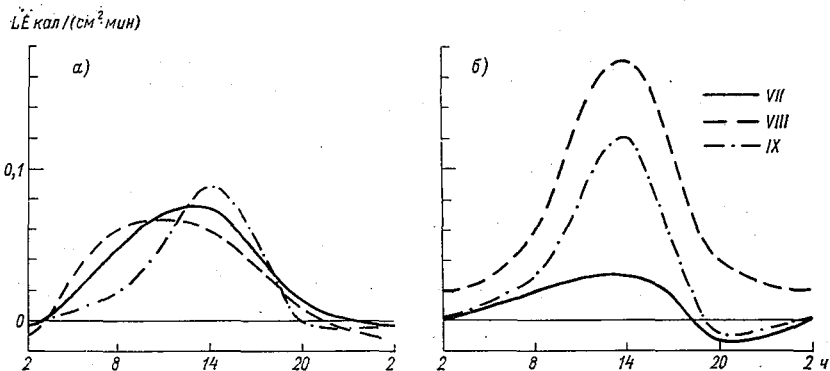


Рис. 2. Суточный ход затрат тепла на испарение (LE) на естественной (а) и нарушенной (б) площадках. Медвежье.

отмечается не в июле, а в августе и особенно резко это заметно для нарушенной площадки. Это объясняется специфическими погодными условиями лета 1975 г., когда во второй половине июля стояла устойчивая жаркая и сухая погода. В этих условиях обнаженные суглинки нарушенной площадки Медвежьего были иссушены и интенсивность испарения определялась не энергетическими возможностями радиационного баланса, а в первую очередь условиями увлажнения поверхностного слоя почвы.

Таблица 3

Повторяемость LE и P (%) для естественной площадки Ныды

Градации, кал/(см ² ·мин)		VII		VIII		IX	
от	до	LE	P	LE	P	LE	P
-0,09	-0,01	6	17	7	22	11	39
0	0	20	22	24	21	30	46
0,01	0,09	48	45	52	53	37	15
0,10	0,19	25	13	12	4	16	
0,20	0,29	1	3	3		5	
$\geq 0,30$				2		1	
Число случаев		107	112	120	115	98	102

Иллюстрацией повторяемости различных значений интенсивности турбулентных потоков тепла и влаги являются результаты, приведенные в табл. 3, где представлены данные для естественной площадки Ныды.

Решение целого ряда вопросов, касающихся, например, временных изменений компонент теплового баланса в течение длительного ряда лет или пространственных особенностей при анализе процессов на большой территории требует привлечения систематических данных сети гидрометстанций. К сожалению, исследуемый район очень слабо освещен регулярной информацией — сеть гидрометстанций здесь разрежена, а теплосбалансовые наблюдения не проводятся вообще. Поэтому представляет интерес решение вопроса о возможностях выполнения хотя бы приближенных расчетов теплового баланса и, прежде всего, испарения по данным существующей сети станций. Для этой цели использовался комплексный метод М. И. Будыко, подробно изложенный в «Рекомендациях по расчету испарения поверхности суши» [4]. Этот метод позволяет определить испарение по известным из наблюдений данным по осадкам, стоку, температуре и влажности воздуха. Возможности метода позволяют определить как средние многолетние значения испарения, так и испарение за конкретные годы при условии использования в расчетах данных за эти годы.

Для определения среднемесячного испарения комплексным методом были выбраны станции ближайщие к району летней экспедиции 1975 г. Эти станции — Надым, Полуй, Уренгой, пос. Ныда. Температура, влажность и количество осадков для расчета месячных сумм испарения за месяцы июль, август, сентябрь 1975 г. были взяты из таблиц ТМ-1. Среднемесячный сток для каждого пункта брался из «Справочника по ресурсам поверхностных вод СССР» и из материалов гидрологических станций за 1975 г. Результаты расчетов испарения приведены в табл. 4.

Расчет испарения (мм/мес) по разным методикам
для района экспедиционных работ

Методика	Станция	VII	VIII	IX	Σ
Расчеты по данным ГМС	Надым	89	52	29	170
	Полуй	89	63	39	191
	Уренгой	107	66	36	209
	Пос. Ныда	67	44	36	147
Экспедиционные данные (естественные пло- щадки)	Медвежье	27	26	24	77
	Ныда	45	41	35	121
Многолетние данные (по Зубенку)		95	55	25	175

Здесь же представлены данные, полученные во время экспедиционных работ по естественным площадкам Медвежьего и Ныды и результаты, снятые с карт Зубенку и представляющие собой среднее многолетнее испарение.

Как видно из приведенных результатов, расхождения между расчетами по данным ГМС и экспедиционными данными оказались чрезвычайно большими.

Эти расхождения вряд ли могут быть объяснены некоторыми допущениями, которые мы вынуждены были сделать при расчетах по [4] ввиду неполноты имевшейся в нашем распоряжении гидрологической информации. Из результатов табл. 4, казалось бы, можно сделать вывод, что при условии близко расположенных пунктов наблюдений, результаты расчетов по [4] удовлетворительно согласуются с данными экспедиционных теплорасчетных наблюдений. Так, результаты расчетов по ст. Ныда довольно близки к нашим данным, полученным по п. Ныда. Однако сравнение экспедиционных данных, полученных на двух площадках, показывает большое влияние различий в характере подстилающей поверхности на испарение, несмотря на сравнительную близость этих площадок друг к другу.

В то же время, результаты расчетов по методике [4] хорошо согласуются со средними данными, представленными Л. И. Зубенку [1]. Это представляется естественным, так как согласно [1], рассматриваемый нами район относится к условиям, при которых испарение близко к испаряемости, т. е. к условиям постоянно высокой влажности верхнего слоя почвы и именно они отражены наблюдениями метеостанций, расположенных в поймах рек. Поэтому можно предположить, что если район исследований локализован в областях постоянного высокого увлажнения (например, низинных болот), то использование данных метеостанций для расчетов является обоснованным и возможным.

Если же задачи исследований требуют определения теплового баланса, и в частности испарения, в условиях, когда влажность верхнего слоя почвы испытывает заметные колебания, такие расчеты не могут дать правильных результатов.

Поэтому вопрос о согласовании методик расчета на основании данных таблицы решен быть не может.

Тем более актуальной представляется задача получения регулярной информации на исследуемой территории, характерной для различных физико-географических условий этого сложного района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зубенок Л. И. Испарение на континентах. Л., Гидрометеиздат, 1976. 263 с.
2. Курпакова Т. А. Расчет турбулентных потоков тепла и влаги в условиях Средней Азии.— «Труды ГГО», вып. 362, 1975, с. 112—118.
3. Леготина С. И., Орленко Л. Р. О расчете турбулентных потоков тепла и влаги по данным градиентных измерений. (См. наст. сборник.)
4. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 7—16, 39—42, 65—75.

Н. В. Серова

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОЧВ РАЙОНОВ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Теплофизические свойства почв определяют их температурный и тепловой режим. При одинаковых «внешних» параметрах (температуре воздуха, приходящей радиации) различие в теплофизических характеристиках отдельных участков почвы приводит к различиям, иногда очень существенным, в их термическом режиме. При этом наибольшее значение имеют свойства верхнего слоя почвы и почвенного покрова, наиболее активно участвующего в теплообмене с атмосферой.

В условиях многолетнемерзлой тундры района исследований наблюдается большая пестрота почв. Песчаные суходолы чередуются с болотными массивами, лиственничные кустарничково-лишайниковые редины имеют пятна-медальоны, лишенные растительности и т. п. Вследствие больших различий в теплофизических свойствах этих почв они характеризуются существенно различным термическим режимом и, как следствие этого, различной динамикой и максимальной глубиной протаивания почвы.

Процесс освоения территории сопровождается прежде всего нарушением верхнего почвенного покрова: удаляется малотеплопроводный лишайник, уплотняется верхний слой торфа и т. д. Результатом этого является большее или меньшее изменение естественного режима протаивания почвы в зависимости от степени нарушения ее естественного поверхностного слоя.

Для прогнозирования и оценки последствий освоения территории в отношении ее мерзлотного режима необходимо представлять себе возможные изменения в составляющих теплового баланса, в частности в потоках тепла в почву. Для этого необходимо знать теплофизические характеристики естественных почв и изменения их при нарушении верхнего слоя.

Методика определения теплофизических характеристик

Для определения теплофизических характеристик нами использовались как непосредственные их измерения в естественных условиях, так и расчетный метод.

Для измерений использовался прибор ГГО, предложенный Д. Л. Лайхтманом [1]. Этот прибор удобен при работе в полевых условиях за исключением измерений характеристик сильно неоднородной среды.

Измерения проводились летом 1974 г. в районе Надыма на трассе газопровода.

При полевых работах сезона 1975 г. теплофизические характеристики определялись расчетным методом по объемному весу и влажности — в случае минерального грунта и по объемному весу, влажности и температуре — в случае мохового и торфяного грунта.

Расчет проводился за каждую декаду, в соответствии с отборами проб на влажность.

Способ расчета теплофизических характеристик минеральных почв отличается от такового для торфяных почв вследствие различий в природе и структуре самих этих почв. Основой минеральных почв являются минеральные частицы, основой болотных, торфяных почв — органическое вещество — болотная растительность, находящаяся в той или иной степени разложения в зависимости от «возраста» болота.

Изучение теплофизических свойств минеральных почв показывает, что они зависят, в основном, от трех факторов: механического состава, объемного веса сухой почвы и влажности. Наиболее простая зависимость от указанных факторов свойственна объемной теплоемкости.

Объемная теплоемкость почвы (c_p) представляет собой сумму теплоемкостей всех трех фаз, содержащихся в единице объема почвы,

$$c_p = c_n \rho_n + c_w \rho_w + c_v \rho_v,$$

где c_n , c_w и c_v — удельные теплоемкости почвенных частиц, воды и воздуха, соответственно (кал/(г·°C)); ρ_n , ρ_w и ρ_v — весовое количество почвенных частиц, воды и воздуха в единице объема (г/см³).

Величиной $c_v \rho_v$ можно пренебречь ввиду ее малого значения.

Отношение $\frac{\rho_w}{\rho_n}$, т. е. отношение веса воды к весу сухой почвы в том же объеме, обычно принимают за весовую влажность почвы W , выраженную в долях единицы.

Тогда выражение для объемной теплоемкости почвы приобретает вид:

$$c_p = \rho_n (c_n + W).$$
 (1)

Зависимость от механического состава проявляется здесь через удельную теплоемкость $c_{\text{п}}$, несколько различную для почв разного механического состава. По литературным данным можно принять: для песка $c_{\text{п}}=0,18$, супеси $c_{\text{п}}=0,19$, суглинка $c_{\text{п}}=0,20$ и глины $c_{\text{п}}=0,21$.

Нахождение численных значений теплопроводности почвы — задача более сложная. Анализ методов количественной оценки теплопроводности почвы (λ) показывает, что ни одна из существующих в настоящее время теорий не в состоянии точно описать процесс теплопередачи в такой сложной дисперсной среде, как почва. Главная роль в этом вопросе принадлежит эксперименту.

Наиболее простым способом определения теплопроводности почвы является получение этой величины из известных экспериментальных зависимостей ее от объемного веса и влажности. Такие зависимости были определены нами [2] с использованием результатов наблюдений некоторых авторов (Антоновой, Гупало, Горбуновой, Дьячковой, Дерябина, Каминского, Керстена, Кондратьева, Покровского и Булычева, Серовой, Ушкалова, Чудновского, Франчука). Полученные графики даны на рис. 1—4. Здесь по оси абсцисс отложена влажность почвы W в весовых процентах, по оси ординат — теплопроводность почвы $\lambda \cdot 10^3$ кал/см $\cdot$ с $\cdot$ °С. Кривые на графиках соответствуют определенному значению объемного веса сухой почвы ρ г/см 3 . Графики составлены для четырех градаций механического состава почв: песка, супеси, суглинка и глины. По найденным значениям $c\rho$ и λ рассчитывается температуропроводность почвы по формуле $k = \frac{\lambda}{c\rho}$.

Болотные почвы резко отличаются от минеральных почв по своим физическим, гидрофизическим и другим свойствам. В болотных почвах содержание сухого (органического) вещества очень мало — всего несколько процентов по объему. Поэтому теплофизические характеристики болотных почв должны зависеть главным образом от содержания в них воды. Водные свойства болотной почвы определяются видом болотной растительности, т. е. типом болота. Влажность болотной почвы зависит также от уровня грунтовых вод. Значительно большие размеры пор болотной почвы по сравнению с минеральной создают условия для гораздо большей свободы перемещения влаги и, следовательно, для возникновения конвективного теплообмена. Таким образом, теплопроводность болотной почвы должна зависеть также и от ее температурного режима.

Объемная теплоемкость болотных почв рассчитывалась также, как и минеральных, т. е. как сумма объемных теплоемкостей составляющих ее веществ:

$$c\rho = c_{\text{р}}\rho_{\text{р}} + \frac{W_{\text{об}}}{100} = \rho_{\text{р}} \left(c_{\text{р}} + \frac{W_{\text{вес}}}{100} \right). \quad (2)$$

Здесь $c_{\text{р}}$ и $\rho_{\text{р}}$ — удельная теплоемкость и объемный вес сухого растительного вещества, $W_{\text{об}}$ — влажность болотной почвы

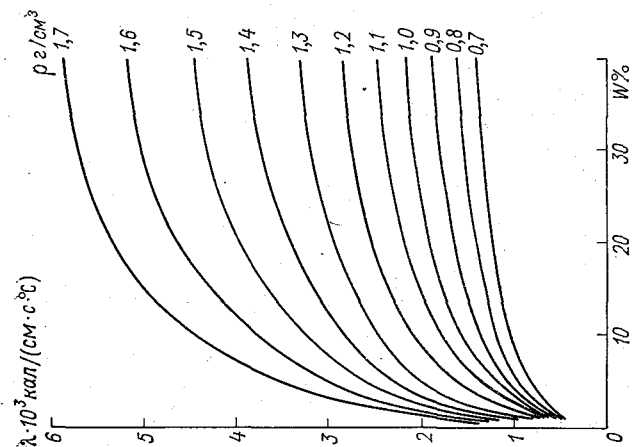


Рис. 1. Зависимость теплопроводности (λ) песчаной почвы от ее влажности (W) и объемного веса (ρ).

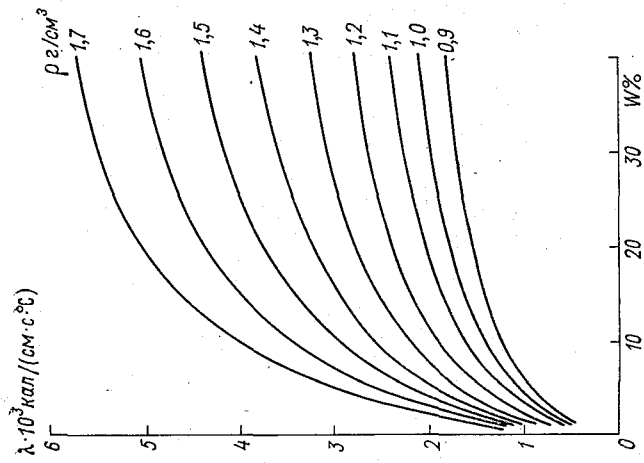


Рис. 2. Зависимость теплопроводности (λ) супесчаной почвы от ее влажности (W) и объемного веса (ρ).

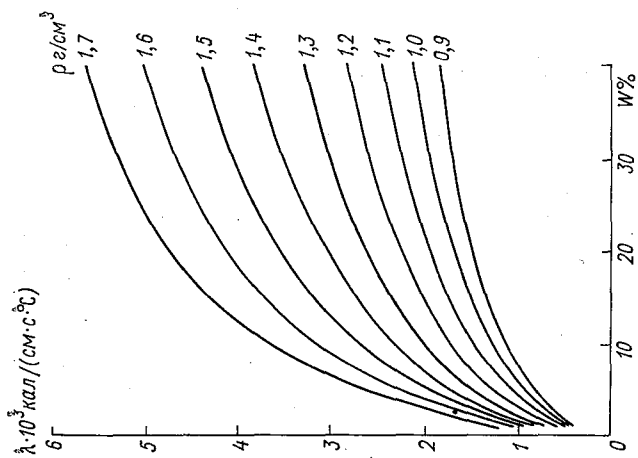


Рис. 3. Зависимость теплопроводности (λ) суглинистой почвы от ее влажности (W) и объемного веса (ρ).

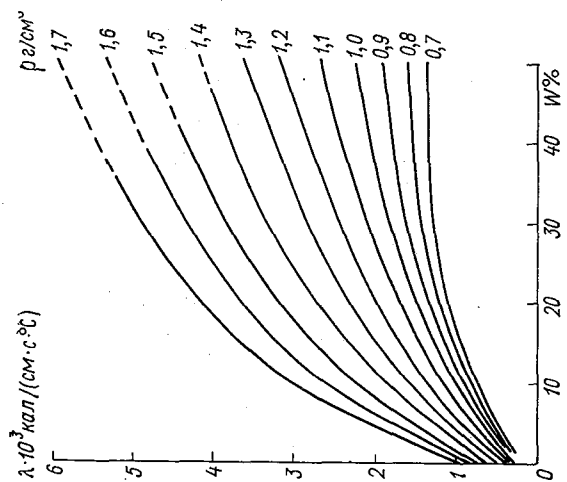


Рис. 4. Зависимость теплопроводности (λ) глинистой почвы от ее влажности (W) и объемного веса (ρ).

в объемных процентах, $W_{\text{вс}}$ — влажность болотной почвы в весовых процентах.

Влажность болотных почв иногда удобнее выражать в объемных процентах, так как принятая для минеральных почв влажность в весовых процентах в случае болотных почв достигает очень больших значений 300—500 и даже 1000%.

Удельная теплоемкость c_p растительного вещества болотных почв колеблется в пределах от 0,40 кал/(г·°С) для почв с малой степенью разложения (~5%) до 0,47 кал/(г·°С) для торфа. Удельная теплоемкость «основы» болотных почв примерно в 2 раза выше удельной теплоемкости скелета минеральных почв. Но крайне малое значение ρ_p — объемного веса сухого вещества болот — приводит к тому, что первое слагаемое в формуле (2) значительно меньше, чем $\frac{W_{\text{об}}}{100}$, и объемная теплоемкость болотных почв почти целиком определяется их влажностью.

Теплопроводность болотных почв исследована слабее, чем минеральных. Наиболее подробные гидрофизические и теплофизические исследования болот, проведенные Романовым, Белоцерковской, Шебеко, Корчуновым, позволяют получить определенное представление о характере теплопроводности болотных и торфяных почв. Наиболее надежной для расчета теплопроводности болотных почв нам представляется формула В. В. Романова [3]:

$$\lambda = (0,0417 Wt + 0,61 W + 1,58t - 6,1) \cdot 10^{-5}, \quad (3)$$

где λ выражена в кал/(см·с·°С).

Формула (3) и использована нами для расчета теплопроводности болотных почв и торфа.

Температуропроводность болотных почв, как и минеральных, рассчитывается по формуле

$$k = \frac{\lambda}{c_p}.$$

Теплофизические характеристики почв

Согласно выбранной методике расчета потоков тепла в почву (4), теплофизические характеристики должны быть осреднены для расчетного слоя (0—20 см). При этом необходимо знать две характеристики: температуропроводность (k) и объемную теплоемкость (c_p).

Результаты измерений. Измерения проводились непосредственно на трассе газопровода, на двух типах почв: 1) торфяная почва с нарушенным верхним слоем — на трассе, в нескольких метрах от трубы газопровода и 2) песчаная насыпь на трубе газопровода.

Прибор ГГО можно использовать в данном случае, так как уплотненный торф достаточно однороден по горизонтали и еще более однородна по структуре песчаная насыпь.

Приборы-датчики были установлены на глубинах 5 и 20 см. Одновременно вблизи установки были взяты пробы на плотность (объемный вес) и влажность грунта на тех же горизонтах. Результаты определения объемного веса и влажности почв на глубинах 5 и 20 см приведены в табл. 1.

Верхний 5—10-сантиметровый слой торфа уплотненный (утоптаный), темного, почти черного цвета. Ниже идет более рыхлый темно-коричневый торф.

Таблица 1

Объемный вес и влажность торфа и песка. 31 VII 1974 г.

Глубина, см	Объемный вес грунта, г/см³		Влажность, %		Объемный вес грунта, г/см³		Влажность весовая, W _{вес} %
	влажного	сухого	весовая W _{вес}	объемная W _{об}	влажного	сухого	
Торф					Песок		
5	0,99	0,37	167	62	1,36	1,33	2
20	0,69	0,26	168	43	1,51	1,35	11
Среднее	0,84	0,32	168	52	1,44	1,34	7

Насыпь на газопроводе — мелкозернистый песок. Верхний слой сухой, далее более влажный и плотный.

Результаты измерений представлены в табл. 2.

Таблица 2

Теплофизические характеристики торфа и песка

Глубина, м	ср	$\lambda \times 10^3$	$k \times 10^3$	$\frac{k}{\lambda}$ см ² /ч	ср	$\lambda \times 10^3$	$k \times 10^3$	$\frac{k}{\lambda}$ см ² /ч
Торф					Песок			
0,05	0,75	1,10	1,47	5,29	0,27	1,58	5,9	21,2
0,20	0,55	0,62	1,12	4,03	0,61	3,1	5,1	18,4
Среднее	0,65	0,86	1,30	4,66	0,42	2,34	5,5	19,8

Здесь λ — теплопроводность, кал/(см·с·°С), k — температуропроводность, см²/с, $c_p = \frac{\lambda}{k}$ — объемная теплоемкость, кал/(см³·°С). Значения теплофизических характеристик торфа в верхнем более плотном и влажном слое выше, чем в нижнем.

Теплопроводность и объемная теплоемкость сухого песка примерно вдвое выше, чем в нижнем влажном слое. Температуропроводность практически одинакова.

Таблица 3

Объемный вес сухой почвы (ρ г/см³)

Глубина, м	Площадка											
	естественная				нарушенная				естественная		нарушенная	
	лишайник		пятно		бывший лишайник		бывшее пятно					
	Медвежье											
0,05	Торф	0,18	Суглинок	1,67	Суглинок оторфованный	1,31	Суглинок	1,56	Лишайник	0,09	Торф	0,14
0,10	Торф + суглинок	0,37	"	1,59	Суглинок	1,44	"	1,55	Торф	0,10	"	0,14
0,15	Торф + суглинок	0,61	"	1,53	"	1,51	"	1,56	"	0,11	"	0,14
0,20	Суглинок + торф	0,90	"	1,56	"	1,53	"	1,66	"	0,11	"	0,14
Среднее				1,59				1,58		0,10		0,14

Для проверки полученных результатов можно сравнить измеренные нами значения теплопроводности торфа с рассчитанными по формуле Романова: $\lambda_{0,05} = 1,15 \cdot 10^{-3}$; $\lambda_{0,20} = 0,65 \cdot 10^{-3}$, что хорошо согласуется с данными измерений.

Теплопроводность песчаной почвы с $\rho = 1,34$ и $W = 7\%$, согласно рис. 1, равна $2,4 \cdot 10^{-3}$, что также хорошо согласуется с результатами приведенных измерений.

Результаты расчетов. Для расчета теплофизических характеристик, как уже указывалось, необходимо знать объемный вес и влажность, а также механический состав (в случае минеральной почвы) и температуру слоя (для болотной и торфяной почвы).

Ниже приводятся таблицы измеренных значений объемного веса почвы по пунктам Медвежье и Ныда (табл. 3), влажности почвы площадки Медвежье (табл. 4), влажности почвы площадки Ныда (табл. 5) и средней температуры почвы в слое 0—20 см площадки Ныда (табл. 6).

Примеры расчета теплофизических характеристик. 20 июля 1975 г.

Минеральная почва. Медвежье. Естественная площадка, пятно. Механический состав почвы — суглинок. Среднее значение объемного веса в слое 0—20 см $\rho = 1,59$ г/см³. Влажность 20 июля $W = 25,0\%$.

Таблица 4

Влажность почвы (%). Медвежье

Глубина, м	24 VI	10 VII	20 VII	31 VII	9 VIII	20 VIII	2 IX	9 IX	20 IX
---------------	-------	--------	--------	--------	--------	---------	------	------	-------

Площадка 8. Естественная (пятно, суглинок)

0,05	38,0	39,2	28,1	21,9	20,5	27,2	39,9	27,2	30,2
0,10	34,8	28,8	24,4	23,0	18,8	25,3	24,2	22,5	23,6
0,15	33,8	26,0	23,0	22,4	19,8	24,2	23,6	23,2	23,8
0,20	32,4	22,9	24,4	23,8	20,6	24,4	23,7	25,7	28,0
Среднее	34,8	27,0	25,0	22,8	20,0	25,3	27,8	24,6	26,4

Площадка 8. Естественная (лишайник)

0,05	136	134	284	66	186	167	373	248	230
0,10	126	52,4	34,7	71,6	110	210	41,2	46,8	63,3
0,15	—	—	39,4	42,4	43,8	145	35,2	34,2	54,2
0,20	—	—	34,1	30,9	50,4	71,2	26,6	30,8	25,2

Площадка 8а. Нарушенная (1)

0,05	—	—	19,4	26,2	24,2	76,6	79,2	64,8	12,5
0,10	—	—	22,6	32,8	24,2	31,1	40,9	48,6	42,2
0,15	—	—	20,8	25,5	23,8	27,9	35,5	36,4	36,7
0,20	—	—	20,6	25,1	21,6	25,1	28,5	33,4	28,9

Площадка 8а. Нарушенная (2)

0,05	—	—	—	—	19,7	32,2	34,1	22,3	26,2
0,10	—	—	—	—	19,8	33,8	22,8	25,0	24,3
0,15	—	—	—	—	20,2	26,2	21,7	22,8	23,1
0,20	—	—	—	—	21,2	26,8	18,2	23,0	25,7
Среднее					20,3	31,5	24,2	23,3	24,8

Примечание. Нарушенная (1) — условия уничтоженного лишайника.
Нарушенная (2) — условия пятна.

Объемная теплоемкость:

$$c_p = \rho(c + W) = 1,59(0,20 + 0,25) = 0,72 \text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}).$$

Теплопроводность по графику рис. 3:

$$\lambda = 4,35 \cdot 10^{-3} \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}).$$

Температуропроводность:

$$k = \frac{\lambda}{c_p} = 6,0 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с} = 21,6 \text{ см}^2/\text{ч}.$$

Влажность почвы. Ныда

Глубина, м	30 VI		10 VII		20 VII		30 VII		10 VIII		20 VIII		30 VIII		10 IX		19 IX	
	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}	W _{вес}	W _{об}
0,05	442	39,8	391	35,2	270	24,3	380	34,2	374	33,7	395	35,5	418	37,6	349	31,4	433	39,0
0,10	389	38,9	686	68,6	399	39,9	422	42,2	348	34,8	447	44,7	449	44,9	444	44,4	374	37,4
0,15	598	65,8	707	78,9	470	57,7	400	44,0	476	52,4	440	48,4	451	49,6	404	41,4	338	37,2
0,20	—	—	685	75,4	442	48,4	423	46,5	515	56,6	489	53,7	469	51,5	465	51,1	344	37,9

Естественная площадка. Лишайник

Нарушенная площадка. Торф

0,05	346	48,5	281	39,3	265	37,1	257	36,0	279	39,1	299	41,8	279	39,1	271	38,0	330	46,2
0,10			271	37,9	290	40,6	280	39,2	296	41,4	297	41,6	303	42,4	298	41,7	281	39,3
0,15			356	49,8	307	43,5	342	47,8	368	51,5	368	51,5	366	51,2	364	51,0	399	55,5
0,20			447	62,5	352	49,2	446	62,4	428	60,0	440	61,5	443	62,0	445	62,2	477	66,8

Торфяная почва. Ныда. Нарушенная площадка, торф. Среднее значение объемного веса $\rho = 0,14 \text{ г/см}^3$. Влажность 20 июля $W_{\text{вес}} = 304\%$; $W_{\text{об}} = 42,5\%$. Средняя температура в слое 0—20 см $t = 12,4^\circ \text{C}$.

Объемная теплоемкость

$$c\rho = \rho(c + W) = 0,49 \text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ \text{C}).$$

Теплопроводность:

$$\begin{aligned} \lambda &= (0,0417 Wt + 0,61 W + \\ &+ 1,58t - 6,1) \cdot 10^{-5} = \\ &= 0,614 \cdot 10^{-3} \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C}). \end{aligned}$$

Температуропроводность:

$$k = 4,50 \text{ см}^2/\text{ч}.$$

В тех случаях, когда характеристики почвы по вертикали в слое 0—20 см неоднородны, они рассчитывались по отдельным 5-сантиметровым слоям и затем осреднялись.

Значения теплофизических характеристик почв в слое 0—20 см для Медвежьего и Ныды для лета 1975 г. даны в табл. 7.

Таблица 6

Температуры почвы ($^\circ \text{C}$)
в слое 0—20 см. Ныда

Число	Площадка	
	естественная	нарушенная
20 VII	9,9	12,4
30 VII	8,7	10,5
10 VIII	7,9	10,1
20 VIII	6,8	9,3
30 VIII	4,9	5,2
10 IX	5,8	6,5
19 IX	5,2	5,8

Таблица 7

Теплофизические характеристики почвы

Дата	Площадка											
	естественная				нарушенная				естественная		нарушенная	
	лишайник		пятно		бывший лишайник		бывшее пятно					
	ср	k	ср	k	ср	k	ср	k	ср	k	ср	k
	Медвежье								Ныда			
5—14 VII	0,35	2,3	0,74	21,9	—	—	—	(0,44)	(4,4)	(0,48)	(4,8)	
15—24 VII	0,47	2,1	0,72	21,6	0,59	20,5	(0,72)	(21,6)	0,45	4,1	0,49	4,5
25. VII—4 VIII	0,43	4,8	0,68	22,2	0,69	19,8	(0,68)	(22,2)	0,46	3,8	0,53	4,0
5—14 VIII	0,62	4,5	0,64	22,6	0,63	20,1	0,64	23,0	0,48	3,6	0,54	4,0
15—24 VIII	0,85	4,1	0,72	21,6	0,72	20,1	0,82	20,1	0,50	3,3	0,56	3,6
25. VIII—4 IX	0,44	11,1	0,76	21,2	0,82	18,7	0,70	21,9	0,50	2,8	0,55	2,8
5—14 IX	0,48	10,8	0,71	21,9	0,90	17,6	0,68	22,3	0,47	3,0	0,55	3,1
15—28 IX	0,43	7,9	0,74	21,6	0,84	18,3	0,71	21,9	0,42	2,8	0,58	2,9

Примечание. Цифры в скобках получены экстраполяцией; ср — в кал/(см³·°C), k — в см²/ч.

Данные табл. 7 довольно определенно отвечают на вопрос о влиянии нарушения естественной поверхности на свойства почв различного характера.

Температуропроводность (k) и объемная теплоемкость (c_p) верхнего слоя почвы на естественной площадке в Ныде (лишайник на торфе) очень мало изменились при нарушении поверхности. Произошло лишь очень небольшое (на 5—10%) возрастание их значений.

Нарушение же поверхностного слоя в Медвежьем (лишайник на суглинке) привело к очень значительным изменениям характеристик. Объемная теплоемкость возросла, в среднем, примерно на 40%, температуропроводность — $\sim$ в 3 раза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные теплопроводности и температуропроводности льда и снега.— «Труды ААНИИ», 1958, т. 226, с. 99—108.
2. Серова Н. В. Распределение теплофизических характеристик почв по Европейской территории СССР.— «Труды ГГО», 1969, вып. 241, с. 95—107.
3. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961. 359 с.

С. П. Малевский-Малевич, В. Б. Славин-Боровский

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕРТОЛЕТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАДИАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НЕКОТОРЫХ ВИДОВ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Теплобалансовые исследования, связанные с задачами мерзловедения, как правило, имеют объектом изучения некоторую территорию, неоднородную по свойствам подстилающей поверхности. Исследуемые районы севера Западной Сибири отличаются большой пестротой ландшафтов, захватывая зоны тундры, лесотундры и северной тайги. В то же время организация специальных теплобалансовых наблюдений возможна лишь на некоторых опорных участках и распространение полученных результатов на другие условия подстилающей поверхности требует привлечения дополнительной информации. При этом наиболее важными являются сведения о температурном режиме верхнего слоя почвы и радиационном балансе, так как другие факторы, определяющие условия теплового баланса (температура и влажность воздуха, скорость ветра), обладают значительно меньшей пространственной изменчивостью, имея в виду реальные значения пространственных масштабов изучаемых процессов. Изучение температурного режима верхних горизонтов почвы на различных элементах природных образований, характерных для района исследований, выполнялись при экспедиционных работах с помощью дополнительных наблюдений на ряде почвенных площадок. Для исследований радиационного режима различных участков подстилающей поверхности определенную информацию могут дать эпизодические маршрутные съемки альбедо, которые выполнялись в экспедиции в дополнение к основной программе наблюдений на площадках.

Значительно более полную информацию о формировании радиационного режима различных типов подстилающей поверхности можно получить с помощью специальных вертолетных съемок. Такие съемки были выполнены по заранее подготовленным профилям, включающим в себя достаточно протяженные участки некоторых типов подстилающей поверхности, характерных для

условий тундры, лесотундры и северной тайги. При выполнении этих съемок была применена методика измерений альbedo и радиационной температуры поверхности, использованная ранее для решения некоторых прикладных вопросов теплового взаимодействия поверхности и атмосферы [2], [3].

В качестве датчика отраженной радиации использовался походный альбедометр. Основным прибором для определения температуры поверхности являлся радиометр ГГО с германиевым фильтром [4]. В качестве дублирующего прибора для этой же цели использован пиргеометр ЛЭТИ. Прибор ЛЭТИ за счет своих конструктивных особенностей имеет большую инерцию и больший угол зрения, чем прибор ГГО, поэтому его показания использовались лишь для качественного контроля местоположений экстремальных значений температуры поверхности t_0° на протяжении маршрута полета. В качестве регистратора измеряемых сигналов всех трех приборов использовался шлейфный осциллограф К-12-21 с записью показаний на фотобумагу. Для повышения чувствительности комплекты гальванометры осциллографа заменялись на гальванометры VII типа с чувствительностью 1100—1300 мм/ма. Скорость протяжки фотобумаги составляла 3 мм/с, скорость полета при работе на исследуемых профилях задавалась 60 км/ч. Полеты производились на вертолетах Ми-4 или Ми-2, приборы укреплялись на подкосе колеса или подножке вертолета. Полеты выполнялись на высоте 15—20 м.

С учетом инерции приборов, их угла зрения и скорости полета минимальная длина участка для получения надежного значения измеряемого элемента составляет примерно 100 м. При наличии «пятен» неоднородностей меньших линейных размеров приборы могли фиксировать лишь факт наличия такого явления, однако значения измеряемых параметров на этом «пятне» надежно определены быть не могут. При обработке результатов значения ординат измеряемых параметров снимались через каждые 3 мм ленты, т. е. через каждые 15—20 м длины профиля. При этом каждое полученное значение измеряемой величины представляет собой осредненное по площади значение. Пятно, которое «видит» радиометр при высоте полета 15 м, представляет собой круг диаметром 50 м. Таким образом, при снятии ординат через каждые 15—20 м профиля (3 мм записи) и последующем осреднении по участку, выполняется по сути дела скользящее осреднение, сглаживающее контрасты внутри этого участка, но дающее более надежные средние значения. В связи с этим в полученных данных целесообразней сопоставление средних значений альbedo и температуры поверхности на различных участках профилей между собой, чем анализ «внутренней» неоднородности отдельных участков.

Задачи таких полетов требуют строгого соблюдения условий относительно сравнимости результатов, что накладывает дополнительные требования на методику выполнения измерений. Полученные данные могут быть использованы для оценок простран-

ственной изменчивости измеряемых величин лишь в том случае, если отсутствуют другие причины, которые могли бы вызвать эту изменчивость, в первую очередь — различия в приходе солнечной радиации и влияние временных изменений (суточного хода). Поэтому полеты проводились только в условиях ясной безоблачной погоды в околополуденные часы. Для определения альbedo поверхностей во время каждого полета выполнялись наземные измерения суммарной радиации, причем отсчеты фиксировались каждые 3—5 мин.

Полеты производились на заранее подготовленных профилях, включающих в себя достаточно протяженные участки наиболее распространенных типов подстилающей поверхности, характерных для условий района работ. Все исследованные профили были предельно обеспечены квалифицированным ландшафтным описанием.

Полеты выполнялись в районе трассы газопровода вблизи участка «14 км». Исследовались четыре основных профиля протяженностью 1—4 км каждый и один дополнительный протяженностью около 20 км. По основным профилям выполнено 5 повторностей полетов.

Таблица 1

Значения альbedo и дисперсий для различных поверхностей

№ п/п	Вид поверхности	A %	σ A %
1	Низинное болото	15	0,8
2	Плоский торфяник	16	0,6
3	Заболоченная лиственничная редина	16	0,4
4	Сосновый лес	12	1,1
5	Бугры пучения	17	—
6	Минеральные бугры пучения с кедровым редколесьем	15	0,7
7	Бугры пучения в нарушенной полосе трассы	16	—
8	Крупнобугристый торфяник	16	1,1
9	Горелые торфяные бугры	13	1,1

В табл. 1 приведены средние значения альbedo для ряда исследованных поверхностей, полученные при выполнении съемок, и дисперсии альbedo внутри исследованных участков, определенные в тех случаях, когда линейные размеры участков позволяли получить на них не менее 10 значений альbedo.

Среди приведенных значений обращают на себя внимание малые альbedo соснового леса и горелых торфяных бугров. Для всех остальных видов поверхности значения альbedo находятся в пределах 15—17%.

Для основных теплобалансовых площадок в результате систематических измерений получены значения $A=15\%$ для Ныды

и $A=18\%$ для Медвежьего [1], т. е. близкие к приведенным в табл. 1 значениям для большинства видов поверхности.

Как следует из приведенных в табл. 1 дисперсий, наиболее изменчивы альbedo для соснового леса, крупнобугристого и горелого торфяников.

Аналогичная обработка температуры поверхности дает возможность определить характерную пестроту температурного поля для условий максимальных в суточном ходе значений температуры поверхности. Средняя температура поверхности и дисперсия тех же видов поверхности (в соответствии с нумерацией табл. 1) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Температура и дисперсия для различных поверхностей

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$t_0^{\circ}\text{C}$	25	26	26	28	26	33	34	24	29
$\sigma_{t_0}^{\circ}\text{C}$	1,0	—	1,2	1,5	—	1,3	—	1,0	1,8

Из табл. 2 видно, что максимальные значения температуры поверхности отмечаются у бугров пучения и горелых торфяных бугров, минимальные — у крупнобугристого торфяника и низинных болот. Так же как для альbedo, наибольшие значения дисперсий t_0° отмечаются для условий соснового леса и горелых торфяных бугров.

Прямое сопоставление этих результатов с данными систематических наблюдений на теплобалансовых площадках невозможно, однако, для приближенных оценок можно использовать максимальные значения t_0 на площадках Медвежьего и Ныды, приближенно равные 35 и 25°C соответственно. При этом оказывается, что температурные условия теплобалансовых площадок соответствуют крайним случаям в приведенном наборе данных (табл. 2). При этом данные по площадке Ныды (условия торфяников) согласуются с результатами вертолетных измерений для торфяников, приведенные в табл. 2. Условия суглинков на водоразделе с лишайниковым покровом (Медвежье) характеризуются максимальными значениями t_0 .

В качестве иллюстрации приведем результаты вертолетных измерений на одном из исследованных профилей (№ 3), где приведены значения $A\%$ и $t_0^{\circ}\text{C}$ по маршруту, полученные при четырех повторностях измерений (рис. 1). Здесь индексы видов поверхности на оси абсцисс соответствуют номерам видов поверхностей, приведенным в табл. 1.

На рис. 1 хорошо видны отмеченные выше особенности альbedo для соснового леса и горелых торфяников и максимальная температура поверхности для горелых торфяников. Можно отметить заметную «зеркальность» кривых альbedo и температуры поверхности. Это явление представляется достаточно естественным, так

как малые значения альбеда свидетельствуют о большой поглощенной радиации для этого вида поверхности и, следовательно, о более высокой температуре. Разумеется, эти соображения неправомерны для условий водных поверхностей, когда поглощение радиации происходит не на поверхности, а в некотором слое.

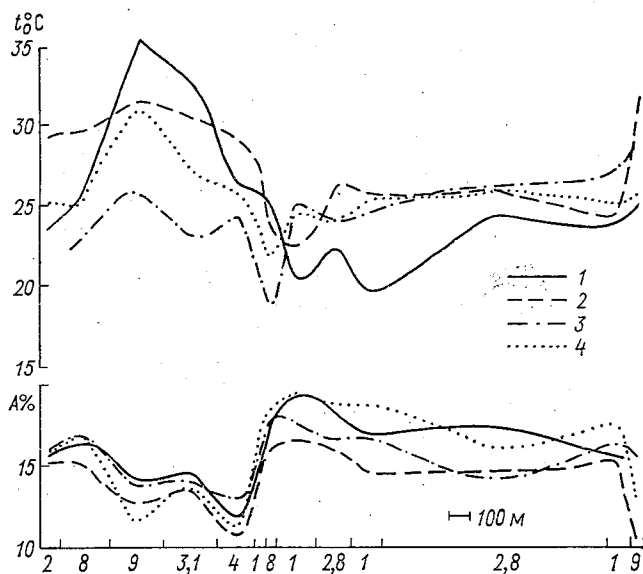


Рис. 1. Температура поверхности (t_0) и альбеда ($A\%$) на профиле № 3.

1—4 — повторные наблюдения.

Приведенные здесь данные вертолетных измерений могут быть использованы для сравнительных оценок величин радиационного баланса. С достаточной надежностью можно полагать, что приход радиации за счет коротковолнового солнечного и длинноволнового атмосферного излучения одинаков ко всем видам поверхностей. Поэтому на основании сведений о величинах A и t_0 можно оценить отличия радиационного баланса рассмотренных поверхностей от средних значений, полученных при систематических измерениях на теплобалансовых площадках [1]. Различия в альбеде, приведенные в табл. 1 и полученные при наземных измерениях на основных площадках, сразу определяют различия в средних значениях поглощенной радиации, если использовать результаты измерений суммарной радиации на площадках.

Для того чтобы определить средние значения различий в эффективном излучении рассматриваемых видов поверхности и основных теплобалансовых площадок, необходимо оценить средние разности температур поверхности Δt_0 (выше приведены данные о максимальных разностях, наблюдающихся при условиях безоб-

лачной погоды в околополуденные часы). Измерения температуры поверхности термопауками на основных площадках позволили оценить соотношение между средними за период наблюдений и максимальными величинами Δt_0 . При этом оказалось, что средние Δt_0 меньше максимальных значений Δt_0 приблизительно в пять раз. Эта оценка и была использована при расчетах различий в величинах радиационного баланса. В качестве опорных величин использовались данные о радиационном балансе естественной площадки Медвежьего. Большие значения A % и t_0 для этой площадки приводят к тому, что ее радиационный баланс имеет минимальные значения по сравнению с другими видами постилающей поверхности.

В результате выполненных расчетов оказалось, что для поверхностей, следующих в табл. 1 под порядковыми номерами 2, 3, 5, 6 и 7, средние величины радиационного баланса превышают эти значения на 5—12%, для других поверхностей — на 14—18%. Максимальные значения радиационного баланса оказываются у соснового леса и горелых торфяных бугров (различия в 18%). Несмотря на приближенный характер приведенных оценок, они, очевидно, правильно отражают сравнительные условия радиационного режима разных типов поверхности. Представляется чрезвычайно полезным накопление и систематизация аналогичных данных как для определения средних величин радиационных характеристик различных видов подстилающей поверхности, так и для изучения их изменчивости в пределах одних и тех же видов. Если окажется, что разброс средних характеристик для отдельных участков одного и того же вида поверхности достаточно мал, то данные ландшафтных съемок могут быть информативны и для описания пространственного распределения радиационных характеристик для всего района исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лазарева Н. А., Малевский - Малевич С. П., Серова Н. В. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период сезонного протаивания грунтов. См. наст. сборник.
2. Малевский - Малевич С. П. Температурный и радиационный режим орошаемых рисовых полей. Актинометрия и оптика атмосферы, Валгус, Таллин, 1968, с. 314—319.
3. Малевский - Малевич С. П. Самолетные актинометрические измерения для расчета радиационного баланса водоема в период замерзания. — «Труды ГГО», вып. 226, 1968, с. 42—45.
4. Малевский - Малевич С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. — «Труды ГГО», вып. 206, 1966, с. 106—124.

Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевич, Н. В. Серова

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС НЕКОТОРЫХ ВИДОВ ПОВЕРХНОСТИ РАЙОНОВ ОСВОЕНИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЕРИОД СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ГРУНТОВ

Выполнение систематических наблюдений в период экспедиции 1975 г. позволило определить все компоненты теплового баланса исследованных площадок как при наличии растительного покрова, так и при его уничтожении.

Радиационный баланс. Радиационный баланс всех исследованных площадок (естественных и нарушенных) измерялся непосредственно. При этом измеренными величинами являлись проинтегрированные часовые суммы баланса, что значительно снижает вероятность грубых просчетов в измерениях и некоторых субъективных ошибок наблюдателей, свойственных именно этому виду измерений при фиксации отдельных «мгновенных» отсчетов.

На основании измеренных часовых сумм радиационного баланса определялись суточные суммы. Для оценки возможных погрешностей определения часовых сумм по данным четырехразовых операций часового интегрирования баланса был выполнен специальный расчет, показавший, что вследствие этого суточные суммы баланса занижаются на 3—6%. Так как при таком способе определения сумм потоков аналогичным же образом занижаются и турбулентные потоки (это показано ниже), то никаких коррекций суточных сумм не выполнялось.

Важным обстоятельством для определения суточных сумм является учет радиационного баланса при выпадении дождя в срок наблюдений. Известно, что проведение измерений в таких условиях невозможно, в то же время было бы неправильно при этом в дневные сроки полагать радиационный баланс равным 0, так как интенсивность рассеянной радиации может быть достаточно большой. При расчете сумм радиационного баланса за некоторый период времени может возникнуть заметная систематическая ошибка, если не учесть приход коротковолновой рассеянной радиации. В то же время эффективное излучение поверхности при

этом, очевидно, близко к 0, так как такие случаи соответствуют условиям низкой сплошной облачности и отсутствия радиационного перегрева поверхности за счет охлаждающего влияния капель дождя. Поэтому при наличии пропусков измерений из-за осадков, радиационный баланс полагался равным поглощенной коротковолновой (рассеянной) радиации. Для этой цели использовались данные З. И. Пивоваровой о суточном ходе интенсивности рассеянной радиации при осадках для различных географических районов и результаты измерений альбеда площадок.

С нашей точки зрения, такой учет величин радиационного баланса при дожде, хотя и весьма приближенный для отдельных конкретных случаев, не должен привести к систематическим ошибкам в определении сумм R за достаточно большой интервал времени (месяц, сезон протавания).

Здесь следует сказать и о другой возможности определения суточных сумм радиационного баланса. С нашей точки зрения перспективным для этой цели является непрерывное суточное интегрирование суммарной радиации без прекращения наблюдений при наличии дождя, имея в виду близость к нулю длинноволновых потоков в этих условиях и техническую возможность достаточной гидроизоляции пиранометра для его исправной работы при выпадении осадков. Этот путь был использован при выполнении полевых работ 1976 г., когда такие наблюдения были поставлены на Медвежьем и УКПГ-11.

Если коэффициенты корреляции между суточными суммами Q (суммарной радиации) и R (радиационного баланса) достаточно велики, то, имея в виду сравнительную простоту измерений суммарной радиации и возможность непрерывного интегрирования этой величины, такой путь определения R может быть достаточно успешным.

Для этой цели были использованы материалы наблюдений 1976 г., когда выполнялось суточное интегрирование суммарной

радиации. Результаты обработки данных 1976 г. для площадок УКПГ-11, сходный по ландшафтным условиям с площадками Медвежьего, позволили расчи-

тать отношение $\frac{\bar{R}}{\bar{Q}}$ для всего сезона наблюдений и коэффициенты корреляции $r_{Q,R}$ для суточных сумм.

Результаты приведены в таблице 1.

Как следует из этой таблицы, коэффициенты корреляции для суточных сумм оказались весьма высокие, что позволяет оценить попытки определения отношения $\frac{\bar{R}}{\bar{Q}}$ для разных типов поверхностей как весьма перспективные.

Таблица 1

	Площадка	
	естественная	нарушенная
$\frac{R}{Q}$	0,476	0,504
$r_{Q,R}$	0,862	0,881

Сравнение средних величин R за весь сезон для естественных площадок Медвежьего и Ныды показывает, что они оказываются близкими между собой (различие составляет 2%). Этот результат является результирующим действием 3 факторов — разностью в приходе суммарной радиации, различиями в альбедо и в эффективном излучении. Несмотря на сравнительную близость этих пунктов друг к другу, различия в погодных условиях между ними были достаточно существенными. Вследствие этого, средняя интенсивность суммарной радиации в дневной срок наблюдений (14 ч) в Медвежьем выше, чем в Ныде на 8%. Этот эффект уравнивает действие двух других, имеющих противоположное значение. Альбедо площадки Медвежьего равно 18%, а Ныды — 15%. Такое соотношение альбедо объясняется наличием светлых лишайников на поверхности в районе Медвежьего, имеющих сравнительно высокую отражательную способность. Влияние эффективного излучения, также как и альбедо, несколько увеличивает радиационный баланс площадки в Ныде по сравнению с площадкой Медвежьего за счет более высоких температур естественной поверхности Медвежьего (в среднем за период наблюдений на 2—4°С). Поэтому при одинаковых погодных условиях, обеспечивающих равное поступление суммарной радиации для рассмотренных видов подстилающей поверхности, следовало бы ожидать более высоких значений радиационного баланса в Ныде, однако отмеченные различия в суммарной радиации привели к выравниванию радиационного баланса для двух рассмотренных видов естественных поверхностей.

Турбулентные потоки тепла и влаги. Наличие рассчитанных значений P и LE за каждый срок наблюдений [1], [2] позволяет определить суточные суммы турбулентных потоков за весь период полевых работ. Так же, как и при определении сумм радиационного баланса при этом встают вопросы об определении потоков при выпадении дождя и о возможности искажения суточных сумм при определении их по четырем значениям в сутки.

Выпадение осадков во время срочного часа наблюдений не является технической помехой к производству измерений, однако, полученные при этом данные градиентных измерений температуры и влажности обладают сомнительной ценностью для расчета турбулентных потоков. Попадание капель на резервуары термометров могут исказить действительные температурные градиенты, а расчет испарения становится вообще невозможен, поскольку полуэмпирическими схемами расчета предполагается пропорциональность испарения с поверхности градиенту водяного пара, в то время как при дожде этот градиент может быть обусловлен влиянием испарения с капель.

Поэтому при выпадении осадков расчетов турбулентных потоков не производилось, а они полагались равными 0.

Для решения второго из указанных выше вопросов была выполнена специальная методическая проработка. С этой целью строились графики суточного хода турбулентных потоков тепла

и влаги и определялись суточные суммы при осреднении за 24 срока (ежечасные наблюдения), за 8 сроков и 4 срока. При этом оказалось, что суточные суммы турбулентных потоков при наличии четырехсрочных измерений занижаются на 1—10%. Увеличение числа сроков до 8 практически не уменьшает погрешности определения суточных сумм. Необходимо отметить, что такой результат справедлив только при наличии именно тех сроков наблюдений, которые и были использованы в наших работах (т. е. 02, 08, 14 и 20 ч местного времени). Смещение этих сроков вызывает заметное увеличение погрешностей в расчетах суточных сумм при простом осреднении данных.

Результат этих оценок позволил не вводить каких-либо корректив в расчет суточных сумм турбулентных потоков.

При рассмотрении результатов расчетов турбулентных потоков для нарушенной площадки Ныды выявились существенные систематические погрешности градиентных измерений. Очевидно, особенности условий этой площадки, отмеченные выше (наличие выраженного микрорельефа, малые размеры, неоднородности увлажнения температурного поля вследствие выходов на поверхность ледяных жил), не дают возможности сколько-нибудь надежно интерпретировать результаты градиентных измерений температуры и влажности воздуха. В то же время результаты измерений радиационного баланса и характеристик, необходимых для расчетов потоков тепла в почву (профиль температуры почвы и ее влажности) не должны для этой площадки обладать какими-либо дополнительными погрешностями по сравнению со всеми другими площадками измерений. Поэтому мы сочли возможным для этой площадки определить турбулентные потоки тепла и влаги на основании априорного предположения о замыкании теплового баланса, т. е. из равенства: $LE + P = R - B$.

Потоки тепла в почву. Суточные значения потоков тепла в почву определялись согласно [3]. Выполненные расчеты показали чрезвычайно большие различия в потоках тепла в почву для условий растительности и пятна в естественных условиях Медвежьего, особенно в начальный период протаивания. Эти различия для равномерно чередующихся участков подстилающей поверхности в естественных условиях затрудняют интерпретацию данных о потоках в почве для замыкания уравнения теплового баланса. Градиентные измерения в воздухе, положенные в основу расчетов турбулентных потоков тепла и влаги, автоматически учитывают реальную температурную пестроту подстилающей поверхности. При измерениях радиационного баланса эта пятнистость поверхности также учитывается автоматически, так как прибор устанавливается с таким расчетом, чтобы он «видел» как участки растительности, так и пятна. Поэтому для замыкания теплового баланса полученные потоки тепла в почву для участков с растительностью и для пятна осреднялись с соответствующими весами, равными относительным долям площадей этих участков (для растительности — 0,8, для пятна — 0,2).

Замыкание теплового баланса. Полученные данные о составляющих теплового баланса позволяют охарактеризовать их изменение в процессе нарушения свойств подстилающей поверхности и сопоставить их с изменением глубин сезонного протаивания. Однако такие сопоставления могут быть обоснованными лишь в том случае, если погрешности выполненных измерений и расчетов окажутся малыми по сравнению с исследуемым эффектом. Поэтому здесь анализируются условия замыкания теплового баланса для оценки корректности полученных данных.

В табл. 2 приводятся данные о тепловом балансе естественных площадок Медвежьего и Ныды.

Таблица 2

Тепловой баланс естественных площадок (кал/см²)

Период	Медвежье					Ныда				
	R	LE	P	B	Δ%	R	LE	P	B	Δ%
VII	6416	1624	3526	1186	1	5821	2579	2206	888	—2
VIII	4070	1532	2175	809	11	3741	2482	1129	382	7
IX	2056	1036	693	289	—2	1953	1765	228	2222	14
Σ	12542	4192	6394	2284		11515	6826	3563	1499	
Среднее за сезон	140	46	71	25		137	82	42	18	
	Δ=3%					Δ=3%				

Из приведенных результатов видно, что при суммировании потоков за весь период наблюдений тепловой баланс естественных площадок замыкается с чрезвычайно малыми ошибками (для обеих площадок результирующая невязка, определенная как $\Delta = \frac{\Sigma (LE + P + B) - \Sigma R}{\Sigma R}$, оказалась равной 3%). Это свидетельствует об отсутствии заметных систематических погрешностей измерений исходных параметров и использованных расчетных схем.

При рассмотрении результатов, полученных на нарушенных площадках, оказалось, что для условий Медвежьего тепловой баланс также замыкается с большой точностью ($\Delta = 1\%$). Результаты приведены в табл. 3.

В табл. 3 для площадки Ныды невязки, естественно, не приводятся, так как они по определению равны 0. Отметим сразу, что для этой площадки надежность месячных значений приведенных величин LE и P ниже, чем для других, однако в сумме за сезон наблюдений они, очевидно, близки к реальным.

Таким образом, основным методическим выводом из приведенных результатов является отсутствие систематических погрешностей в определении потоков и выполнение условий замыкания теплового баланса при использовании описанных выше методов.

Тепловой баланс нарушенных площадок (кал/см²)

Период	Медвежье					Ныда			
	R	LE	P	B	Δ %	R	LE	P	B
VII	6388	2166	2221	1662	—5	6700	4200	1278	1218
VIII	4650	3172	1892	507	20	4443	4059	—80	464
IX	2305	1467	255	108	—21	2478	1410	778	283
Σ	13343	6805	4368	2277		13621	9669	1976	1965
Среднее за сутки	148	76	49	25		162	115	24	23
	Δ=1%					Δ=1%			

получения экспериментальных материалов и определения расчетных величин при условии удачно выбранных площадок наблюдений. Этот вывод справедлив, однако, лишь для условий значительного времени осреднения (в нашем случае—3 месяца). Если рассматривать месячные значения составляющих теплового баланса, то, как следует из табл. 2 и 3, погрешности замыкания достигают 20%, а при меньших интервалах осреднения анализ соотношений компонент теплового баланса вообще нецелесообразен. Так, для суточных сумм невязка баланса зачастую сравнима с величиной радиационного баланса.

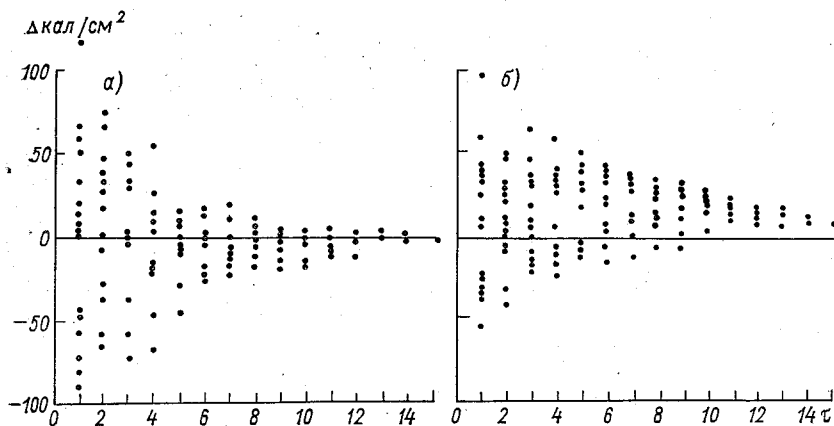


Рис. 1. Невязки в тепловом балансе при разном периоде осреднения.
а — нарушенная площадка, б — естественная площадка.

Вместе с тем необходимо иметь в виду, что здесь рассматриваются условия, когда практически отсутствует возможность критического контроля исходных данных, особенно важного для гра-

Таблица 4

Суточные суммы составляющих теплового баланса

Число	Площадка							
	естественная				нарушенная			
	R	P	LE	B	R	P	LE	B

Медвежье

Июль 1975 г.

1	92	40	43	41	95	43	20	77
2	212	119	79	19	202	59	54	40
3	90	0	36	16	85	1	20	59
4	153	97	29	73	153	55	67	108
5	198	56	36	37	210	25	32	86
6	70	0	7	38	68	0	7	56
7	203	23	90	35	239	0	70	126
8	61	-3	32	-2	63	-7	23	15
9	274	115	135	33	250	53	13	43
10	79	0	38	31	74	0	9	25
Σ дек	1432	447	525	321	1439	229	315	635
11	234	106	144	39	238	70	23	51
12	110	70	70	27	112	331	49	35
13	150	55	60	7	150	14	50	19
14	210	139	81	5	211	100	-16	45
15	293	236	63	29	326	130	61	69
16	202	187	0	58	238	-22	8	57
17	357	202	37	31	310	173	100	62
18	259	73	9	92	190	101	-111	92
19	180	308	40	17	242	73	-117	66
20	264	244	29	81	314	58	-66	78
Σ дек	2259	1620	533	386	2391	730	713	574
21	214	110	22	55	256	15	-260	81
22	295	58	29	50	300	43	2	62
23	298	202	29	48	324	73	14	68
24	262	46	1	42	252	110	23	47
25	316	360	75	68	320	104	-50	48
26	356	160	83	1	302	110	7	-6
27	154	104	-5	28	121	260	-17	40
28	259	133	72	48	233	109	35	31
29	181	108	11	44	173	113	7	12
30	264	104	202	79	264	162	-35	62
31	126	64	48	16	130	103	120	8
Σ дек	2725	1374	567	479	2558	1262	1138	453
Σ мес	6416	3526	1624	1186	6388	2221	2166	1662

август 1975 г.

1	279	202	108	62	346	137	198	54
2	278	122	29	-6	275	151	261	12
3	274	230	5	81	304	253	-59	35
4	305	304	118	-28	255	222	137	4
5	137	252	147	202	317	65	153	82
6	45	4	3	-28	45	-12	108	-22
7	228	43	19	40	228	98	78	24
8	37	-7	35	22	42	-40	43	2
9	97	6	33	45	105	9	210	42

Число	Площадка							
	естественная				нарушенная			
	R	P	LE	B	R	P	LE	B
10	151	46	89	3	176	238	111	12
Σ _{дек}	1831	1202	586	393	2093	1121	1240	245
11	137	204	13	105	220	-4	122	54
12	69	18	20	2	53	6	37	-8
13	108	62	119	52	125	52	68	24
14	33	-29	60	-47	45	-36	131	-10
15	202	58	9	81	219	187	189	43
16	150	82	99	9	200	32	29	71
17	109	5	8	-14	89	30	96	8
18	68	4	27	51	95	13	92	23
19	202	84	59	47	158	36	99	18
20	86	19	-13	22	89	40	101	22
Σ _{дек}	1164	507	401	308	1298	356	1065	245
21	114	71	112	25	105	18	99	8
22	91	-7	26	-42	65	22	160	-40
23	112	26	23	49	125	-11	29	28
24	196	45	48	-29	282	63	57	-16
25	79	50	14	-2	70	-19	26	12
26	68	-1	-1	54	109	33	118	22
27	68	65	37	-14	98	35	151	-4
28	150	173	141	-5	167	154	17	-26
29	50	-9	76	56	43	19	86	28
30	92	53	63	2	118	49	109	8
31	55	0	64	14	82	0	15	-3
Σ _{дек}	1075	466	545	108	1264	363	867	17
Σ _{мес}	4070	2175	1532	809	4650	1892	3172	507

Сентябрь 1975 г.

1	154	3	171	-50	141	3	23	-2
2	163	10	79	11	171	13	135	16
3	78	29	14	35	55	43	37	18
4	91	10	14	-4	115	0	1	8
5	187	24	108	73	215	27	105	40
6	3	-29	43	-37	11	-46	95	-39
7	145	35	62	24	166	-10	153	14
8	183	40	60	41	171	-13	212	20
9	79	-3	75	100	79	-12	95	82
10	66	27	40	-88	58	17	71	-80
Σ _{дек}	1149	146	666	105	1182	22	927	77
11	85	50	80	31	85	9	87	-20
12	108	73	72	14	127	23	35	12
13	63	-6	8	4	81	-9	43	6
14	33	12	12	36	23	-4	-9	16
15	98	104	50	33	109	37	32	30
16	63	32	24	93	86	46	96	60
17	29	7	-49	67	63	-32	36	54
18	17	13	-35	-10	37	0	-49	-18
19	49	-2	25	23	43	14	0	7
20	71	17	4	-26	69	0	-4	-27
Σ _{дек}	616	300	191	265	741	129	-267	120
21	62	33	7	-30	118	43	29	-63

Число	Площадка							
	естественная				нарушенная			
	R	P	LE	B	R	P	LE	B
22	61	43	4	-30	49	14	20	-30
23	30	11	40	-17	46	-7	63	18
24	46	36	43	30	48	6	-14	46
25	7	-6	39	0	23	6	99	10
26	35	27	0	8	42	17	56	5
27	43	2	17	-32	42	9	23	-28
28	10	4	29	-10	14	9	-3	-11
Σ _{дек}	291	150	179	-81	382	104	273	-89
Σ _{мес}	2056	693	1036	289	2305	255	1467	108

Ныда

Июль 1975 г.

4	205	66	152	44	227	—	—	114
5	236	72	117	25	304	—	—	94
6	106	40	82	27	137	—	—	94
7	209	35	144	34	297	—	—	97
8	151	98	56	13	189	—	—	69
9	247	164	55	39	297	—	—	78
10	90	8	33	30	95	—	—	67
Σ _{дек}	1244	483	639	212	1546	284	904	613
11	405	166	73	41	385	—	—	43
13	148	76	68	51	160	—	—	8
14	342	222	87	39	389	—	—	29
15	331	142	170	54	453	—	—	36
16	168	190	112	51	199	—	—	36
17	206	69	112	22	265	—	—	32
18	300	179	43	38	348	—	—	47
19	307	150	96	22	399	—	—	46
20	222	39	91	48	294	—	—	48
Σ _{дек}	2501	1235	852	366	2964	717	1530	325
21	209	4	92	34	279	—	—	37
22	135	50	114	34	190	—	—	44
23	148	115	110	39	94	—	—	31
24	357	106	63	40	239	—	—	41
25	46	22	89	22	46	—	—	20
26	245	33	133	10	331	—	—	0
27	156	10	94	19	150	—	—	25
28	317	94	113	28	386	—	—	24
29	301	32	99	28	301	—	—	6
30	117	12	119	28	128	—	—	29
31	45	10	65	28	46	—	—	23
Σ _{дек}	2076	488	1088	310	2190	172	1471	280
Σ _{мес}	5821	2206	2579	888	6700	1173	3905	1218

Август 1975 г.

1	226	42	52	21	193	—	—	22
2	167	63	158	21	179	—	—	6
3	229	156	22	21	291	—	—	42
4	215	98	94	21	305	—	—	1
5	233	84	53	21	300	—	—	16
6	55	-14	58	21	53	—	—	-28

Число	Плошадка							
	естественная				нарушенная			
	R	P	LE	B	R	P	LE	B
7	217	104	91	21	261	—	—	42
8	66	—20	56	—1	60	—	—	—3
9	98	104	94	—1	96	—	—	46
10	210	95	89	10	261	—	—	18
Σ _{дек}	1716	712	767	155	1999	285	1214	163
11	232	75	135	6	306	—	—	47
12	68	20	50	22	60	—	—	14
13	161	14	160	23	210	—	—	27
14	158	0	324	2	178	—	—	—13
15	94	23	147	25	94	—	—	47
16	89	—3	88	20	104	—	—	23
17	60	26	63	4	48	—	—	4
18	59	13	37	—7	55	—	—	0
19	104	2	73	30	189	—	—	28
20	60	40	42	18	55	—	—	20
Σ _{дек}	1085	210	1119	143	1299	—344	1315	197
21	89	23	79	8	98	—	—	12
22	59	17	71	—15	52	—	—	—15
23	91	20	40	31	104	—	—	27
24	115	58	82	—6	151	—	—	—13
25	60	29	100	10	60	—	—	22
26	75	35	36	16	69	—	—	19
27	66	12	33	—4	60	—	—	—8
28	108	29	53	9	150	—	—	3
29	32	—26	7	23	35	—	—	22
30	173	—16	56	—2	267	—	—	22
31	72	26	39	14	99	—	—	13
Σ _{дек}	940	207	596	84	1145	—278	1040	104
Σ _{мес}	3741	1129	2482	382	4443	—237	3569	464

Сентябрь 1975 г.

1	128	29	6	2	130	—	—	5
2	122	29	17	15	130	—	—	16
3	0	26	14	0	101	—	—	4
4	98	—6	16	12	161	—	—	3
5	170	29	112	50	219	—	—	44
6	37	—4	63	—27	26	—	—	23
7	124	14	111	14	154	—	—	18
8	137	55	87	36	190	—	—	32
9	60	—12	111	37	58	—	—	54
10	130	32	56	—40	140	—	—	—50
Σ _{дек}	1006	192	593	99	1309	—298	1283	149
11	94	9	108	12	127	—	—	4
12	112	10	78	14	160	—	—	20
13	127	4	69	7	131	—	—	—4
14	36	8	82	11	43	—	—	20
15	117	20	62	12	108	—	—	13
16	68	6	115	56	9	—	—	59
17	43	—24	200	18	71	—	—	27
18	98	—19	124	—26	156	—	—	—31
19	58	—6	71	12	52	—	—	20

Число	Площадка							
	естественная				нарушенная			
	R	P	LE	B	R	P	LE	B
20	48	-26	80	-15	53	—	—	-17
$\Sigma_{\text{дек}}$	801	-18	989	101	910	377	305	111
21	52	10	53	-1	56	—	—	-11
22	-14	-17	20	2	52	—	—	-1
23	52	6	46	3	79	—	—	-1
24	32	55	36	19	71	—	—	31
25	24	0	56	6	1	—	—	5
$\Sigma_{\text{дек}}$	146	54	183	29	259	541	-343	23
$\Sigma_{\text{мес}}$	1953	228	1765	229	2478	620	1245	283

диентных измерений. Если же вводимые в расчеты потоков перепады температуры и влажности воздуха можно контролировать или анализом вертикальных профилей, т. е. выполнять измерения на нескольких уровнях (не менее, чем на 4), или временным ходом, т. е. проводить более частые измерения, то удовлетворительные результаты могут быть получены и при сравнительно малых интервалах осреднения. Для иллюстрации этого положения воспользуемся данными измерений в Медвежьем, выполненных по расширенной программе (1—15 июля). Определим для этих 15 дней невязки баланса вначале по суточным суммам, а затем будем увеличивать периоды осреднения с шагом, равным 1 сут, определяя каждый раз эти невязки. Естественно, что при каждом шаге количество случаев будет уменьшаться на единицу. Полученные результаты для естественной и нарушенной площадок представлены на рис. 1. Из рисунка следует, что при осуществлении критического контроля используемых данных, тепловой баланс замыкается с удовлетворительной точностью (невязки не превышают 10% от величины радиационного баланса) при интервале осреднения уже в 7—10 дней. Таким образом, при выполнении специальных расширенных программ могут быть получены вполне обоснованные данные о тепловом балансе при сравнительно непродолжительных наблюдениях, однако, они не могут характеризовать весь период протавивания, поскольку соотношение компонент теплового баланса существенно меняются во времени, как это следует из табл. 2 и 3.

В заключение приведем суточные суммы составляющих теплового баланса по всем площадкам (табл. 4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лазарева Н. А. Результаты расчета турбулентных потоков тепла и влаги (в районах Медвежьего и Ныды). См. наст. сборник.
2. Леготина С. И., Орленко Л. Р. О расчете турбулентных потоков тепла и влаги по данным градиентных измерений. См. наст. сборник.
3. Серова Н. В., Цейтин Г. Х. О расчете потока тепла в почву в условиях фазовых переходов. См. наст. сборник.

Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевич, Ю. Л. Шур

ВЛИЯНИЕ УДАЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ИЗМЕНЕНИЕ КОМПОНЕНТ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

Удаление растительного покрова изменяет некоторые свойства деятельной поверхности — радиационные (альbedo), динамические (шероховатость), теплофизические характеристики верхнего слоя почвы как за счет изменений состава и свойств частиц, формирующих этот слой, так и за счет изменений условий увлажнения. Эти причины в той или иной мере изменяют температурный режим почвы, радиационный баланс и другие компоненты теплового баланса. Вследствие этого возникают изменения и в глубинах сезонного протаивания. В табл. 1 приведены осредненные данные об изменении этих характеристик при удалении растительного покрова в условиях суглинков на водоразделе (Медвежье) и торфяников (Ныда).

Таблица 1

Влияние удаления растительности на изменение некоторых свойств подстилающей поверхности

Пункт наблюдений	Поверхность	z_0 см	$A\%$	$c\rho$ кал/см ³	K см ² /с 10^3	$w_0\%$	$\frac{\sigma w_0}{w_0}$
Медвежье	Естественная	1,1	18	0,53	6,5	222	0,40
	Нарушенная	0,8	20	0,74	19,3	59	0,60
Ныда	Естественная	1,2	15	0,47	3,3	374	0,13
	Нарушенная	0,9	12	0,54	3,6	283	0,08

В табл. 1 — z_0 — параметр шероховатости, $A\%$ — альbedo, $c\rho$ — объемная теплоемкость, k — коэффициент температуропро-

водности, w_0 — весовая влажность верхнего пятисантиметрового слоя почвы, σ_{w_0} — временные дисперсии весовой влажности за период наблюдений, определенные по декадам. Из приведенных данных видно, что в зависимости от свойств естественной подстилающей поверхности удаление растительного покрова проявляется по-разному в изменениях альбеда, влажности верхнего слоя почвы и коэффициента температуропроводности.

Следует обратить внимание на приведенные в табл. 1 отношения $\frac{\sigma_{w_0}}{w_0}$. Для условий торфяников относительные дисперсии w_0 оказываются небольшими и мало изменяются при удалении растительности, в то время как для суглинков эти дисперсии велики в естественных условиях и еще более возрастают при удалении растительности. Очевидно, малые значения $\frac{\sigma_{w_0}}{w_0}$ для торфяников как при естественном, так и в нарушенном состоянии поверхности характеризуют условия постоянно высокого увлажнения верхнего слоя почвы (избыточное увлажнение) и существенно большие значения $\frac{\sigma_{w_0}}{w_0}$ для суглинков в условиях водоразделов показывают возможность заметных отклонений влажностного режима почвы от условий «избыточного увлажнения», особенно при удалении растительного покрова с поверхности. Этот вывод может быть важным и при оценках испарения в больших пространственных масштабах, так как если считать весь район севера Западной Сибири зоной избыточного увлажнения, то суммы испарения окажутся завышенными. Это же показано и в работе [1] на основании анализа расчета испарения по данным метеостанций.

Для естественных условий теплобалансовые соотношения за весь период наблюдений характеризуются данными, приведенными в табл. 2, в которой турбулентные потоки и потоки тепла в почву отнесены к значениям радиационного баланса.

Таблица 2

Теплобалансовые соотношения для естественных площадок

	$\frac{LE}{R}$	$\frac{P}{R}$	$Bo = \frac{P}{LE}$	B/R	
				растительность	пятно
Медвежье	0,33	0,51	1,54	0,15	0,32
Ныда	0,60	0,31	0,51	0,13	—

Из сопоставления приведенных результатов между собой обращают на себя внимание в первую очередь чрезвычайно большие различия в соотношении турбулентных потоков тепла и влаги между собой, характеризуемого величиной отношения Боуэна $Bo = \frac{P}{LE}$. Если для условий Медвежьего основной расходной

компонентой является турбулентный поток тепла (P), то для Ныды затраты тепла на испарение (LE) вдвое превышают турбулентный поток тепла. Значительно большее испарение в Ныде в естественных условиях обуславливается спецификой строения органических почв с постоянным подпитыванием поверхностного слоя влагой, в то время как для суглинков увлажнение поверхностного слоя, лимитирующее испарение, в значительной степени обусловлено осадками.

Для пятнистой поверхности площадки Медвежье потоки тепла в почву (B) представлены отдельно для растительности и пятна. Значения $\frac{B}{R}$ для этих условий существенно различаются в соответствии с результатами, представленными в [3].

Таблица 3

Изменение компонент теплового баланса

	$\frac{\Delta R}{R}$	$\frac{\Delta LE}{LE}$	$\frac{\Delta P}{P}$	$\frac{\Delta B}{B}$	
				растительность	пятно
Медвежье	0,06	0,65	-0,31	0,25	-0,44
Ныда	0,18	0,40	-0,43	0,28	—

Влияние нарушения свойств подстилающей поверхности на тепловой баланс иллюстрируется результатами, приведенными в табл. 3, где приведены отношения разностей одноименных потоков между нарушенными и естественными условиями, отнесенные к потокам в естественных условиях.

Видно, что изменения радиационного баланса при удалении покрова с торфяников значительно сильнее, чем для суглинков. Это объясняется тем, что для торфяников как изменение альбедо, так и эффективного излучения (через температуру поверхности) увеличивают радиационный баланс, в то время как для суглинков эти эффекты действуют в разные стороны.

Испарение с нарушенных площадок существенно увеличивается по сравнению с естественными условиями, а турбулентные потоки тепла столь же заметно уменьшаются.

Потоки тепла в почву при удалении растительности заметно возрастают (на 25—30%), а по сравнению с условиями пятна на суглинках на нарушенной площадке они оказываются существенно меньше.

На рис. 1 приведены интегральные кривые потоков тепла в почву для всех рассмотренных условий и кривые изменения глубины сезонного протаивания площадок. Видно, что глубины протаивания в Медвежьем при наличии растительности достигают 110 см, в то время как при удалении растительности — 130 см.

Для условий пятна глубины протаивания мало отличаются от условий нарушенной площадки, несмотря на то, что потоки тепла в почву почти вдвое превосходят потоки на нарушенной площадке. Здесь сказывается, очевидно, влияние горизонтального переноса тепла в почве вследствие малых размеров пятен, однако дать оценки горизонтальным потокам в таких условиях пока не представляется возможным.

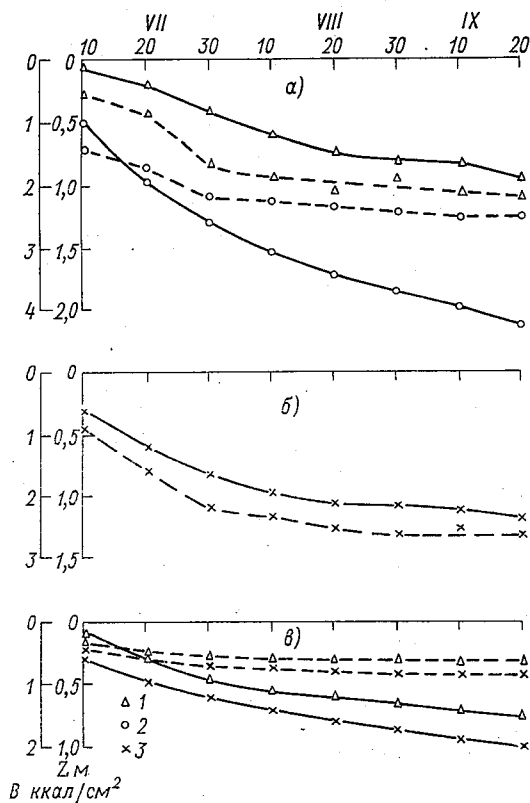


Рис. 1. Потоки тепла в почву (сплошные линии) и глубины протаивания (пунктирные) для исследованных условий.

а — Медвежье: естественная площадка, условия растительности (1) и пятна (2); б — Медвежье: нарушенная площадка (3); в — Ныда: естественная (1) и нарушенная (2) площадки.

Для условий торфяников (площадки Ныды) глубины сезонного протаивания заметно меньше — 30 см для естественных условий и 40 см — для нарушенных. Важно отметить практическое совпадение отношений суммарных потоков тепла в почву для нарушенных и естественных площадок и отношений глубин сезонного протаивания.

Так, для Медвежьего $\frac{\Sigma B_{\text{нар}}}{\Sigma B_{\text{ест}}} = 1,25$, $\frac{z_{\text{нар}}}{z_{\text{ест}}} = 1,22$; для Ныды $\frac{\Sigma B_{\text{нар}}}{\Sigma B_{\text{ест}}} = 1,29$, $\frac{z_{\text{нар}}}{z_{\text{ест}}} = 1,28$.

Трудно утверждать, что и для других типов подстилающей поверхности эти отношения будут выдерживаться таким же образом, однако отмеченный факт можно рассматривать как предварительный вывод о возможности простой оценки изменений глубин протаивания при удалении растительного покрова на основании данных о соответственном изменении потоков тепла в почву.

Теплобалансовые соотношения для условий нарушенных площадок приведены в табл. 4.

Таблица 4

Теплобалансовые соотношения для нарушенных площадок

	$\frac{LE}{R}$	$\frac{P}{R}$	$\frac{B}{R}$	$Bo = \frac{P}{LE}$
Медвежье	0,51	0,33	0,17	0,64
Ныда	0,71	0,15	0,14	0,21

При сопоставлении этих результатов с данными для естественных площадок (см. табл. 2), кроме уже отмеченных особенностей изменений турбулентных потоков и отношения Боуэна, обращают на себя внимание малые изменения величины $\frac{B}{R}$ для торфяников (Ныда). Это свидетельствует о том, что при удалении растительного покрова с торфяников потоки тепла в почву, а следовательно, и глубины сезонного протаивания, увеличиваются прежде всего за счет заметного увеличения радиационного баланса. В то же время для условий суглинков основное влияние на увеличение потока тепла в почву и глубины протаивания оказывает изменение теплофизических характеристик верхнего слоя почвы, происходящее за счет удаления малотеплопроводного растительного покрова (см. табл. 1).

Приведенные данные о тепловом балансе могут быть получены лишь при выполнении систематических специальных наблюдений. Однако потребность в подобных данных для разных ландшафтных условий региона значительно превосходит возможности в организации и проведении таких наблюдений. Поэтому весьма актуальными представляются поиски возможностей параметризации составляющих теплового баланса, которые могли бы позволить сократить число необходимых измеряемых элементов или заменить трудноизмеряемые величины на более доступные для полевых работ. Определенные сведения о таких возможностях могут дать коэффициенты корреляции, определенные для суточных сумм потоков на наших площадках за период наблюдений.

Для этой цели были рассчитаны коэффициенты корреляции между радиационным балансом и всеми другими составляющими теплового баланса для условий естественных и нарушенных площадей Медвежьего и Ныды (за исключением турбулентных потоков на нарушенной площадке Ныды, так как они, как это отмечено в [2], имеют малую надежность). Результаты приведены в табл. 5.

Таблица 5

Коэффициенты корреляции

Коэффициенты корреляции	Площадка			
	естественная	нарушенная	естественная	нарушенная
	Медвежье		Ныда	
$r_{R, LE}$	0,35	-0,05	0,27	—
$r_{R, P}$	0,72	0,61	0,73	—
$r_{R, B}$	0,31	0,52	0,45	0,36

Как следует из приведенных результатов, сравнительно высокая корреляция имеется между радиационным балансом и турбулентным потоком тепла на всех площадках ($r_{R, P}$ от 0,6 до 0,7). Для испарения в естественных условиях коэффициенты корреляции с радиационным балансом существенно меньше (0,2—0,3), а для нарушенных условий Медвежьего испарение практически не связано с радиационным балансом ($r = -0,05$). Последнее означает, что фактором, регулирующим испарение с минеральных почв, лишенных растительности, является условие увлажнения верхнего слоя почвы. Это обстоятельство существенно для оценок испарения в условиях водоразделов рассматриваемого района, когда влажность верхнего слоя почвы может испытывать большую изменчивость во времени.

Коэффициенты корреляции между радиационным балансом и потоком тепла в почву для исследованных условий изменяются от 0,3 до 0,5. Здесь обращает на себя внимание увеличение $r_{R, B}$ в Медвежьем в нарушенных условиях по сравнению с естественными.

Наличие малотеплопроводного слоя лишайников на поверхности в естественных условиях уменьшает связность этих величин в условиях оголенной поверхности суглинков. Иными словами, информация о радиационном балансе поверхности позволяет с большей надежностью оценивать потоки тепла в почву в нарушенных условиях по сравнению с естественными.

Для оценки возможности прогнозирования изменений известных в естественных условиях компонент теплового баланса при уничтожении растительного покрова следует рассмотреть коэффи-

Таблица 6

Коэффициенты корреляции между потоками в естественных и нарушенных условиях

Медвежье			Ныда
$r_{R_{\text{ест}}, R_{\text{нар}}}$	$r_{LE_{\text{ест}}, LE_{\text{нар}}}$	$r_{P_{\text{ест}}, P_{\text{нар}}}$	$r_{R_{\text{ест}}, R_{\text{нар}}}$
0,94	0,14	0,59	0,92

дент корреляции между одноименными потоками в естественных и нарушенных условиях. Эти коэффициенты приведены в табл. 6.

На основании данных табл. 6 можно сделать вывод, что при известных условиях теплового баланса на естественной площадке можно при уничтожении растительности надежно спрогнозировать возможные изменения радиационного баланса, со значительно меньшей достоверностью оценить изменения турбулентных потоков тепла, а об изменении испарения для условий суглинистых почв на водоразделах никаких достоверных сведений получить невозможно без привлечения дополнительной информации о влажности почвы.

Для оценки временной изменчивости составляющих теплового баланса приведем отношения дисперсий суточных сумм потоков к средним за период наблюдений. Эти данные приведены в табл. 7.

Таблица 7

Отношения дисперсий суточных сумм потоков к средним значениям

Пункт	Площадка	$\frac{\sigma_R}{\bar{R}}$	$\frac{\sigma_{LE}}{\bar{LE}}$	$\frac{\sigma_P}{\bar{P}}$	$\frac{\sigma_B}{\bar{B}}$
Медвежье	Естественная	0,64	0,96	1,16	1,64
	Нарушенная	0,63	0,98	1,32	1,47
Ныда	Естественная	0,66	0,57	1,29	1,00
	Нарушенная	0,66	—	—	1,24

Из приведенных результатов видно, что временная изменчивость радиационного баланса практически одинакова для всех площадок. Для других потоков наиболее интересным является сопоставление величин $\frac{\sigma_{LE}}{\bar{LE}}$ для естественных условий Медвежьего и Ныды, различающихся почти в два раза. Это является подтверждением уже отмеченного факта влияния свойств почв на испарение — органические почвы (торфяники Ныды) обеспечивают

постоянное подпитывание влагой верхних слоев почвы, что формирует сравнительно ровный фон испарения, в то время как для суглинков Медвежьего условия увлажнения, а следовательно, и испарения испытывают большие временные изменения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лазарева Н. А. Результаты расчета турбулентных потоков тепла и влаги (в районах Медвежьего и Ныды). См. наст. сборник.
2. Лазарева Н. А., Малевский-Малевиц С. П., Серова Н. В. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период сезонного протаивания грунтов. См. наст. сборник.
3. Серова Н. В., Цейтин Г. Х. О расчете потока тепла в почву в условиях фазовых изменений. См. наст. сборник.

Н. Г. Москаленко, В. Б. Славин-Боровский, Ю. Л. Шур

ОПЫТ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Проблема прогноза изменения ландшафтной обстановки под влиянием освоения особенно остро стоит в нефтегазоносных районах Западной Сибири. В рамках решения этой проблемы ВСЕГИНГЕО проводит изучение природных комплексов ранга фаций с целью выявления особенностей их естественной динамики и влияния на нее техногенных воздействий.

Настоящее сообщение посвящено опытно-методическому исследованию тундровой фации для установления и анализа взаимосвязей физиономических и деципиентных компонентов фации. Попутно был поставлен вопрос о необходимом и достаточном количестве измерений для их выявления при заданном уровне достоверности.

Исследования проводились в зоне лесотундры в пределах ландшафта IV озерно-аллювиальной равнины. Пологоволнистая и плоская равнина, имеющая абсолютные отметки 50—55 м, сложена песчаными и супесчано-суглинистыми отложениями казанцевской свиты. В приречных дренированных частях равнины, сложенных песчаными отложениями, доминируют урочища, состоящие из фаций пятнистых листовенничных багульниково-кладониевых редиин пологоволнистых участков и пятнистых багульниково-кладониевых тундр плоских участков. Среднегодовые температуры пород на подошве слоя с годовыми колебаниями составляют $-1...-3,0^{\circ}\text{C}$, глубина сезонного протаивания 1—2 м. Как редины, так и тундры часто разбиты небольшими канавками глубиной 20—30 см и шириной 1—2 м на полигоны.

В приречных частях равнины на супесчано-суглинистых отложениях широко распространены урочища, представляющие собой комплекс трех фаций — пятнистых дренированных голубично-багульниково-дикраново-кладониевых тундр, заболоченных осоково-багульниково-сфагново-кладониевых тундр и плоских полигональных моршково-багульниково-сфагново-кладониевых торфяников.

Среднегодовые температуры пород на этих участках равны —3,0...—5,0°, глубина протаивания колеблется от 0,3—0,5 м на торфяниках до 1,5 м на пятнах-медальонах в тундрах.

На плоской заозеренной поверхности равнины преобладают урочища, включающие в себя фации пушицево-осоково-моховых болот полос стока и морошково-багульпиково-сфагново-кладониевых плоских торфяников. Остальные фации имеют в исследованном районе ограниченное распространение.

На 12 постоянных площадках, заложенных в 9 различных фациях, в летний период 1976 г. проводились 4-срочные измерения температуры воздуха, почвы, ежедекадные определения глубины сезонного оттаивания и влажности почв. На 2 площадках, заложенных в пятнистой голубично-багульниково-зеленомошно-кладониевой тундре, дополнительно совместно с ГГО проводилось изучение теплового и радиационного баланса. Одна из этих площадок располагалась в естественных условиях, а на другой растительный покров был удален.

Исследованные тундровые фации отличаются ясно выраженной мозаичностью, обусловленной особенностями строения микрорельефа и роста некоторых видов растений (например, сфагновых и дикрановых мхов, пушицы влагилищной). В пределах каждой фации выделяется ряд микрофаций, отличающихся по микрорельефу, растительности, почвенным и микроклиматическим условиям. Учитывая это обстоятельство, микроклиматические наблюдения на постоянных площадках велись в нескольких микрофациях, преобладающих в составе той или иной фации (на кочках, в межкочках, бугорках, мочажинах, пятнах-медальонах и др.).

Специально для изучения взаимосвязей между внешним обликом микрофаций и свойственными им почвенными и микроклиматическими условиями были проведены дополнительные исследования в осоково-багульниково-сфагново-кладониевой заболоченной тундре. Этот тип тундры, расположенной на участке, являющемся переходным от дренированной тундры к торфянику, отличается наиболее сложным горизонтальным расчленением. В этом типе тундры была выбрана пробная площадка, на которую был надет металлический каркас, разбитый на 42 метровых квадрата. Была составлена карта микрофаций, выделенных в пределах площадки (рис. 1) и проведено инструментальное измерение относительных превышений микрофаций, показанных на рис. 1 в виде горизонталей (сплошные линии).

Характеристика физиономических компонентов микрофаций

Растительный покров изученной площадки характеризуется следующими особенностями. В вертикальной структуре осоково-багульниково-мохово-кладониевой тундры можно выделить 3 яруса: верхний, травяно-кустарничковый ярус высотой 10—20 см, образованный багульником, осокой шаровидной, пушицей и ерни-

ком, нижний травяно-кустарничковый ярус высотой 3—7 см, составленный брусникой, голубикой, морошкой, вороникой, и напочвенный покров, образованный мхами (сфагнум, дикранум, политрихум, дрепанокладус, гипнум), покрывающими 40% поверхности и лишайниками (кладонии, цетрарии), имеющими покрытие — 60%. При сопоставлении величин покрытия и встречаемости видов этого фитоценоза на разных элементах микрорельефа обнаруживается, что ряд видов проявляет ясную приуроченность

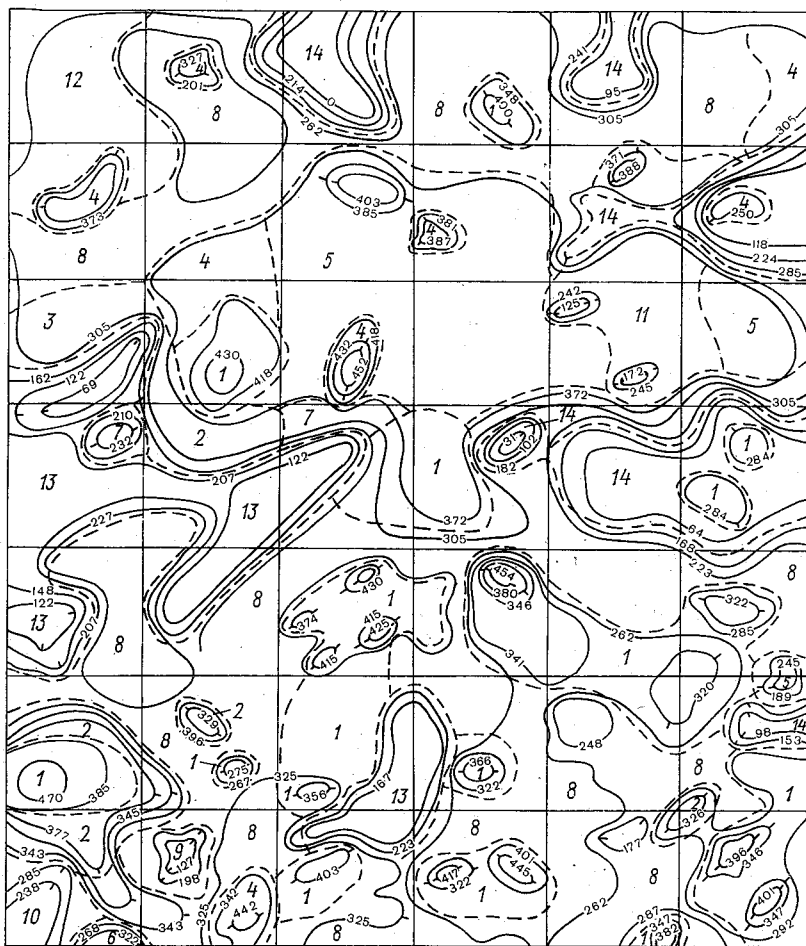


Рис. 1. Горизонтальная проекция осоково-багульниково-мохово-кладониевой тундры.

Микрофаши: кочки (1 — багульниково-дикраново-кладониевые, 2 — багульниково-кладониевые, 3 — багульниково-мохово-кладониевые, 4 — багульниково-сфагново-кладониевые, 5 — морошково-багульниково-сфагновые, 6 — голубично-кладониево-дикрановые, 7 — пушицевые); межкочья (8 — осоково-кладониевые, 9 — осоково-морошково-кладониевые, 10 — осоково-ерниково-кладониевые, 11 — морошково-сфагново-кладониевые, 12 — морошково-сфагновые); мочажины (13 — пушицево-гипновые, 14 — пушицево-сфагновые).

к определенным микроформам. Приуроченность ряда растений к микроформам, образовавшимся в результате нарастания сфагновых, дикрановых мхов и пучения в деятельном слое создает четко выраженную мозаичность растительного покрова и позволяет выделить в изученной тундре 14 микрофаций.

Эти микрофации по занимаемым ими микроформам были объединены в 3 группы: кочки, занимавшие 40% площади, ровные межкочечные участки — 43% и мочажины — 17%.

Среди мирофаций кочек наиболее часто встречались и занимали наибольшую площадь (16%) багульниково-дикраново-кладониевые (1), имевшие высоту 30—50 см и размеры в поперечнике 50—200 см. Под этими микрофациями развиты торфяно-глеевые почвы.

Второе место по площади (10%) среди микрофаций кочек занимали морошково-багульниково-сфагновые (5), высота которых была 25—40 см, размеры в поперечнике 50—250 см. Почвы под морошково-багульниково-сфагновыми кочками торфяные.

Среди микрофаций межкочий наибольшую площадь (35%) занимали осоково-кладониевые (8). Почвы под лишайниковыми межкочьями — торфянисто-глеевые. Остальные микрофации межкочий занимали небольшие площади и играли второстепенную роль в составе фации.

Мочажины, имевшие глубину 10—25 см и размеры в поперечнике 1—2,5 м, представлены двумя микрофациями — пушицево-сфагновой (14) и пушицево-гипновой (13), занимавшими примерно равные площади. Под этими микрофациями были развиты торфяно- и торфянисто-глеевые почвы.

Исследованная осоково-багульниково-мохово-кладониевая тундра, по-видимому, развилась в результате заболачивания пятнистой голубично-багульниково-дикраново-кладониевой. Сравнение видового состава этих тундр показывает, что в них доминируют одни и те же виды, отличающиеся широкой экологической амплитудой — багульник болотный и кладония альпийская, имеющие даже довольно близкие величины покрытия поверхности почвы. Однако в сравниваемых тундрах различны содоминанты — это голубика и дикранум в пятнистой тундре и осока шаровидная и сфагнум — в заболоченной тундре. В последней отмечается меньшее общее число видов по сравнению с пятнистой тундрой за счет уменьшения числа видов цветковых растений и лишайников.

При заболачивании пятнистой тундры в ней исчезают арктические и аркто-альпийские виды, приуроченные к дренированным малоснежным местообитаниям (толокнянка альпийская, зубровка альпийская, тофилдия, мытник лапландский). Значительная часть этих видов относится к гемикриптофитам, роль которых в заболоченной тундре резко падает и возрастает значение гипоарктических хамефитов.

При описании горизонтального расчленения пятнистой тундры было выделено 12 микрофаций, из которых наиболее широко распространены 6 — это пятна, лишенные растительного покрова,

багульниково-кладониевые, голубично-багульниково-кладониевые и багульниково-дикраново-кладониевые кочки, ерниково-кладониевые и осоково-кладониевые ровные участки. Три из этих микрофаций (багульниково-дикраново-кладониевые, багульниково-кладониевые кочки и осоково-кладониевые ровные участки) занимают значительные площади и в заболоченной тундре. Наличие общих микрофаций подтверждает преемственность сравниваемых тундровых фаций, представляющих собой последовательные стадии развития торфяника на месте пятнистой тундры. В ходе этого процесса происходит увеличение мощности торфянистого горизонта и уменьшение глубины сезонного протаивания.

Происходящая при этом смена микрофаций нам представляется в следующем виде. Пятна-медальоны, глубина протаивания под которыми достигает 1,5 м, в результате зарастания лишайниками и осокой сменяются осоково-кладониевыми микрофациями, мощность торфянистого горизонта под которыми составляет 10 см, глубина сезонного протаивания 0,7 м.

Заболачивание ровных межкочечных участков приводит к возникновению на их месте травяно-моховых мочагин, мощность торфянистого горизонта вместе с моховой подушкой равняется под ними 15 см, а глубина сезонного протаивания 0,6 м. Часто пятна сразу зарастают мхами и превращаются в мочажины, минуя стадию лишайниковых межкочий.

Рост сфагновых мхов по мочажинам и поселение морошки обуславливает развитие в них морошково-сфагновых микрофаций, мощность торфянистого горизонта под которыми достигает 30 см, а глубина протаивания уменьшается до 30 см. Дальнейшее нарастание сфагновых мхов приводит к возникновению сфагновых кочек, на которых к травам присоединяются кустарнички. Разрастание кустарничков, иссушающих почву, затрудняет дальнейший рост сфагновых мхов, создавая благоприятные условия для появления лишайников. Постепенно рост кочки прекращается, и кустарничково-сфагновая микрофация эволюционирует в кустарничково-лишайниковую, глубина сезонного протаивания под которой увеличивается до 60—80 см.

Развитие микрофаций не всегда идет только что описанным путем. Часть небольших кочек с кустарничками, зелеными мхами и лишайниками развилась не на месте сфагновых кочек, а из ровных участков с лишайниками в результате нарастания дикрановых мхов, образующих мелкие кочки.

В ходе своего дальнейшего развития осоково-багульниково-мохово-кладониевая тундра сменяется морошково-багульниково-кладониево-сфагновым, а затем морошково-багульниково-сфагново-кладониевым торфяником. Смена этих стадий развития торфяника для других районов Западной Сибири убедительно раскрыта в работах А. П. Тыртикова [2], [3].

Морошково-багульниково-сфагново-кладониевый торфяник по сравнению с осоково-багульниково-мохово-кладониевой тундрой отличается меньшим числом видов растений, в том числе цветко-

вых, среди которых возрастает доля участия гипоарктических хамефитов. Горизонтальное сложение торфяника менее сложно, чем в заболоченной тундре. Здесь было выделено 9 микрофаций, из которых наиболее распространены морошково-багульниково-кладониевые, морошково-багульниково-сфагновые кочки и морошково-кладониевые межкочья, заменившие осоково-кладониевые межкочья заболоченной тундры. Отсутствуют пушицево-гипновые мочажины, характерные для заболоченной тундры.

Таким образом, в исследованном районе на плоских и слабонаклонных участках, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями и пылеватými песками мы наблюдаем прогрессивное заболачивание пятнистых дренированных тундр и смену их торфяниками.

Изучение деципиентных компонентов микрофаций

Наблюдательная площадка организована 3 VIII 1976 г.

Полевые работы:

1. Измерение глубины оттаивания грунта ξ спицей с точностью $\pm 0,5$ см; 362 точки; 3 VIII 1976.

2. Измерение температуры верхнего слоя почвы на глубине 30 см t_{π} электротермометром ТЭТ-2 с точностью $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$; 42 точки; 3 VIII 1976.

3. Измерение максимальных $t_{\max}$ и минимальных $t_{\min}$ температур поверхности метеорологическими термометрами; 40 точек; 3, 4 и 5 VIII 1976.

4. Нивелировка поверхности площадки инструментом НС-4 по техническому классу точности; 15 VIII 1976.

5. Определение мощности органического слоя h_{τ} (торф + живые мхи и лишайники) в разрезах; около 463 точек, с точностью $\pm 0,5$ см; 20 VIII 1976.

Обработка результатов измерений графически и численно

Результатами графической обработки являются карты изолиний рельефа (рис. 1), глубин протаивания (рис. 2), мощностей торфа и температур почвы (рис. 3).

Изолинии глубин протаивания проведены через 10 см. Хорошо видно, что величины ξ значительно сглаживают (размазывают) линейные геоботанические границы. Вместе с тем наиболее контрастные переходы отражаются в изолиниях ξ .

Изолинии h_{τ} построены для величин, измеренных в центрах квадратов для сравнения с изолиниями t_{π} (правомочность такого сравнения будет обоснована при численном анализе). На рис. 3 хорошо видна коррелированность h_{τ} и t_{π} , выражающаяся в субпараллельности соответствующих изолиний. Оценка коэффициентов корреляции как $\cos$ угла между градиентами h_{τ} и t_{π} по квадратам показала средний коэффициент $r = -0,83$, причем три наибольших величины составляли $-0,15$; $-0,17$; $-0,5$.

Численная обработка результатов измерений [1] проводилась в два этапа. На первом этапе определялась значимость неравномерности распределения ξ и h_T по микрофациям с помощью критерия χ^2 . Установлено, что гипотеза о случайном отклонении распределения этих величин от равномерного может быть отвергнута ошибочно с вероятностью $p \leq 0,05$, что дает вполне достаточный уровень значимости для принятия гипотезы о связи ξ и h_T с условиями на поверхности (характером микрофаций).

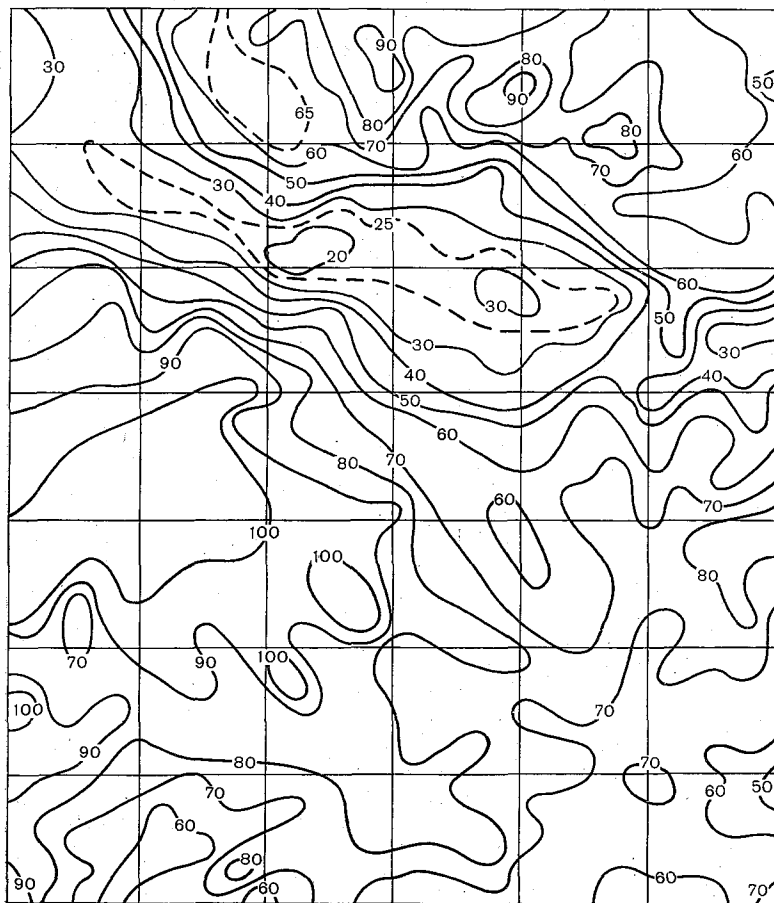


Рис. 2. Глубина протаивания.

Далее были рассчитаны коэффициенты линейной корреляции между величинами ξ_K (средним по квадратам) и ξ_C (измеренным в центре квадрата). Коэффициент корреляции составил $r = 0,90 \pm 0,03$, что свидетельствует о хорошей связи этих величин. Изучение расположения центров квадратов показало, что с вероятностью $p = 0,81$ центр попадает в доминирующий в квадрате выдел и, как

правило, не в краевую его часть, с $p=0,14$ — во второстепенный выдел и лишь с $p=0,05$ положение центра в микрофациях не может быть определено однозначно вследствие близости границ выделов. Сравнение средних значений ξ и h_T для отдельных микрофаций, полученных по полным сериям и по выборкам в центрах квадратов, показало, что эти величины неразличимы (принадлежат попарно к одной совокупности (см. табл. 1).

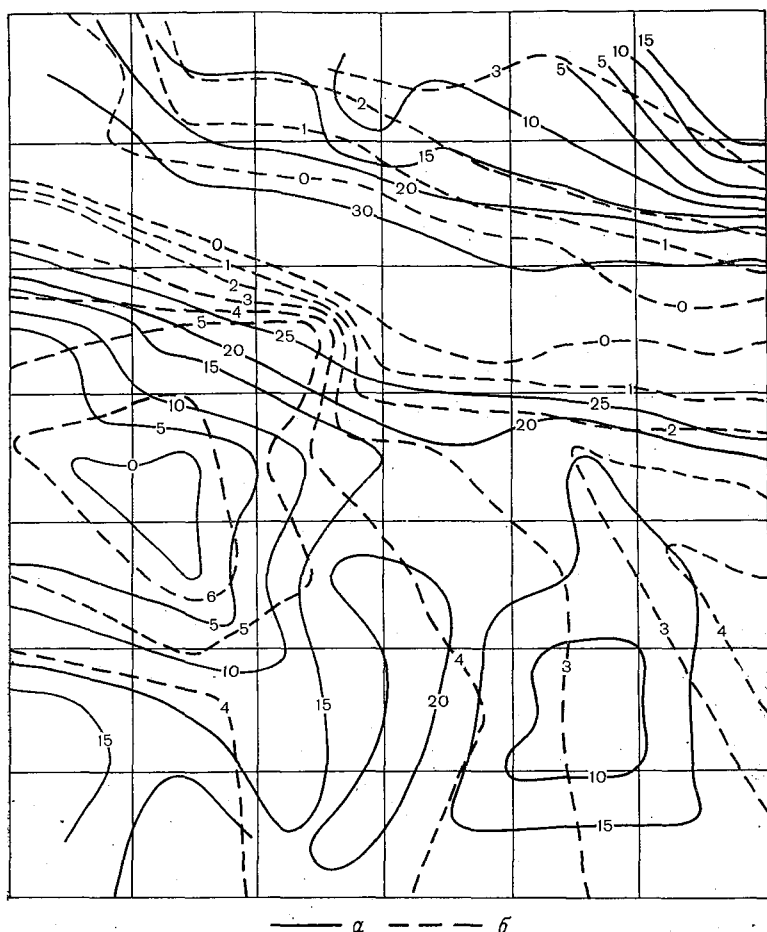


Рис. 3. Мощность торфа (а) и температура почвы (б).

Поэтому дальнейшая обработка велась для величин, измеренных в центрах квадратов, и результаты были отнесены ко всем соответствующим микрофациям. При этом наиболее редкие микрофации вообще лишились оценок (№ 6, 7, 10) и появились «малообеспеченные» микрофации (№ 2, 3, 9, 11, 12). Однако в целом

Таблица 1

Средние значения глубины протаивания и мощностей торфа по большим сериям ($\bar{\xi}$, $\bar{h}$) и выборке ($\hat{\xi}$, $\hat{h}$) и стандартные отклонения

№ микро- фаций	$\bar{\xi}$	$\sigma_{\bar{\xi}}$	n	$\hat{\xi}$	$\sigma_{\hat{\xi}}$	n	$\bar{h}$	$\sigma_{\bar{h}}$	n	$\hat{h}$	$\sigma_{\hat{h}}$	n
1	70	5	52	80	10	14	15	5	95	20	5	16
2	80	5	16	70	—	1	15	5	17	15	—	1
3	75	5	4	75	—	1	20	10	6	5	—	1
4	55	15	20	60	30	3	25	>10	30	25	>10	3
5	45	15	40	25	5	4	>30	>5	43	>30	>5	4
6	60	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	90	10	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	70	5	122	70	25	6	15	5	158	15	10	6
9	60	—	2	65	—	1	5	—	4	5	—	1
10	85	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	40	15	9	25	—	1	>30	5	14	>30	—	1
12	30	5	12	25	—	1	30	—	15	30	—	1
13	95	5	31	95	10	5	5	5	35	0	—	4
14	65	15	44	65	10	6	10	5	46	15	5	8
Сред- ние для фаций	70	22	362	55	30	42	10	10	463	15	—	42

Примечание. Названия микрофаций см. на рис. 1.

картина, полученная по малым выборкам ($n \leq 42$), хорошо отражает реальную обстановку в среднем.

Средние значения и их стандартные отклонения, рассчитанные по малым выборкам, приведены в табл. 2.

Как уже было сказано, полученные величины, за некоторым исключением, можно считать представительными для типов микрофаций. Сравнивая их можно убедиться, что даже на столь ограниченной территории (7×6 м) могут сосуществовать весьма контрастные условия на поверхности и в СТС (сезонноталом слое) грунта.

Так, в пределах площадки самыми «теплыми» оказались почвы мочажин (13) и кочек (1), самыми «холодными» — сфагновых кочек (5) и межкочий (11, 12) тоже сфагновых. Контраст $t_{\text{п}}$ достигает $\Delta t_{\text{п}} = 6^\circ \text{C}$. Соответственно изменяется и глубина протаивания, контраст которой достигает $\Delta \xi \geq 70$ см на 4 августа 1976 г. Распределение по площади минимальных температур поверхности (средних за двое суток) до некоторой степени соответствует $t_{\text{п}}$.

Таблица 2

Средние значения и стандартные отклонения температуры (t)
и альbedo (A)

№ микро- фаций	$t_{30}^{\circ}\text{C}$	$\sigma_{t_{30}}$	$t_{\min}^{\circ}\text{C}$	$\sigma_{t_{\min}}$	$t_{\max}^{\circ}\text{C}$	$\sigma_{t_{\max}}$	A%
1	4	1	4	0,5	33	4	17
2	3	—	3	—	36	1	18
3	5	—	3,5	—	34	—	15
4	2	1	3	1	38	2	15
5	0	1	3,5	0,5	28	4	15
6	—	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—
8	3	2	3	0,5	34	4	15
9	4	—	—	—	—	—	17
10	—	—	—	—	—	—	—
11	0	—	3,5	—	28	—	16
12	0	—	3,5	—	35	—	16
13	6	2	4,5	1	34	4	16
14	2	1	3	0,5	37	4	14
Средние для фа- ции	3	2	3,5	1	34	5	16

Так, наивысшие $t_{\min}$ соответствуют «теплым» мочажинам (13) и кочкам (1). Контраст средних за двое суток составил $\Delta t_{\min} = 4^{\circ}\text{C}$.

Контраст средних за двое суток максимальных температур весьма велик — $\Delta t_{\max} = 20^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем дисперсия $t_{\max}$ в наиболее надежных случаях также чрезвычайно велика, что затрудняет интерпретацию результатов. Во многих микрофациях наиболее вероятное значение $t_{\max}$ вообще не выделяется на интервале 1°C . В целом полученные $t_{\max}$ слабо связаны с другими измеренными величинами.

Связи между измеренными параметрами установлены путем расчетов коэффициентов корреляции между следующими величинами:

— глубиной протаивания ξ и мощностью органогенного слоя h_T

$$r_{\xi h_T} = -0,72 \pm 0,07;$$

— температурой почвы t_{Π} и h_T

$$r_{t_{\Pi} h_T} = -0,6 \pm 0,1$$

(графическая оценка дала $r \approx 0,8$);

— мощностью торфа h_T и превышением микрорельефа h

$$r_{h_T h} = 0,90 \pm 0,03.$$

Последний результат несколько неожиданный, так как указывает на то, что большая часть микроповышений сложена торфом, т. е. является кочками. В то же время характер участка позволял предполагать значительное количество минеральных бугорков, образующихся при пучении промерзающих СТС пород.

Оценки необходимого количества наблюдений n были сделаны первоначально на основе 95%-ной надежности. Полученные n имеют разумные значения лишь для h_T и ξ . Тогда был сделан расчет вероятного ($p=0,95$) отклонения при $n=5$ для каждого вида измерений на каждой микрофации. Результаты расчета сведены в табл. 3. Приведенные в табл. 3 оценки сделаны по большим сериям для ξ ($N=362$) и h_T ($N=463$), для остальных величин по выборкам $N \leq 42$.

Таблица 3

Вероятные $P=0,95$ отклонения 5-кратных проб

№ микрофаций	$\Delta \xi$ см	Δh см	$\Delta t_{30}^{\circ}\text{C}$	$\Delta t_{\min}^{\circ}\text{C}$	$\Delta t_{\max}^{\circ}\text{C}$
1	5	5	1	4	4
2	5	5	—	—	6
3	10	15	—	—	—
4	15	5	6	2	13
5	15	5	2	1	6
6	—	—	—	—	—
7	15	—	—	—	—
8	5	5	3	1	4
9	—	—	—	—	—
10	10	—	—	—	—
11	20	5	—	—	—
12	5	—	—	—	—
13	5	5	2	2	6
14	15	5	2	1	5

Выводы

1. Установлена значительная контрастность измеренных параметров в связи с физиономическими компонентами микрофаций.

2. Установлено хорошее соответствие средних, установленных по практически сплошным измерениям, средним по формальной выборке (по сетке 1×1), при этом редко встречающиеся микрофации выпадают.

3. Полученные средние значения указывают на значительную изменчивость процессов теплообмена в СТС грунта на весьма малых расстояниях (порядка 1 м).

4. Сделанные оценки вероятностных отклонений могут быть использованы при дальнейшем изучении условий теплообмена СТС грунтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашмарин И. П., Васильев Н. П., Амбросов В. А. Быстрые методы статистической обработки и планирование экспериментов. Л., Изд. ЛГУ, 1975. 77 с.

2. Тыртиков А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов. М., Изд. МГУ, 1969. 192 с.

3. Тыртиков А. П. Динамика растительного покрова и развитие вечной мерзлоты в Западной Сибири. М., Изд. МГУ, 1974. 197 с.

А. В. Павлов, В. П. Сергеев, П. Н. Скрыбин

ТЕПЛООБМЕН ПОЧВЫ С АТМОСФЕРОЙ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И НАРУШЕННЫХ ТУНДРОВЫХ УСЛОВИЯХ

Инженерное освоение обширной тундровой зоны сопровождается частичным или полным уничтожением напочвенных покровов — мхи, лишайники и пр. Первоначально сравнительно небольшие нарушения тундры на локальных участках, возникшие в процессе проведения изыскательских работ, распространяются в процессе строительства и эксплуатации линейных сооружений на значительные территории. Тундровые биогеоценозы характеризуются низкой степенью самопроизводства, поэтому восстановление покровов протекает весьма медленно. В течение многих лет участки освоения тундры представляют собой новые техногенные ландшафты с измененными условиями теплообмена на поверхности.

В 1974—1976 гг. Институт мерзлотоведения проводил режимные теплобалансовые исследования на севере Западно-Сибирской низменности, в пределах Таз-Енисейского водораздела (окрестности пос. Солёное). Район относится к типичной мохово-лишайниковой тундре. Мохово-лишайниковый покров, состоящий из сфагнума, кладонии оленьей, центриии, занимает до 70—80% площади покрытия. Остальная часть ее — травяно-кустарниковый ярус (пушица, морошка, кустики багульника и голубики). Местность заочкарена, высота кочек не превышает 20 см; на кочках растут кустики голубики и багульника высотой до 8—10 см. Торфяной слой изменяется от 0 до 50 см и подстилается супесчаными, песчаными, реже суглинистыми почвами с большим количеством ледяных включений.

Природные условия района пос. Солёное характеризуются следующими данными: средняя годовая температура воздуха — 11,2°С; продолжительность теплого и холодного периодов составляет соответственно 109 и 256 дней; количество осадков 382 мм/г; среднегодовая относительная влажность воздуха 80%; скорость ветра 5,5 м/с; образование устойчивого снежного покрова отмечается 26 сентября, а полный сход — 18 июня; высота снежного покрова

на ровных участках 25—30 см; средняя годовая температура пород — минус (7—8)°С.

Для проведения исследований был сооружен теплобалансовый стационар со следующими экспериментальными площадками: 1а — естественная мохово-лишайниковая закочкаренная тундра, 20×20 м²; 1б — осоково-сфагновое болото, 10×10 м²; 1в — сфагново-ерниковая тундра, 10×10 м²; 3 — с удаленным напочвенным покровом, 10×10 м²; 4а — с нарушенным гусеничным транспортом напочвенным покровом, 20×20 м²; 4б — с искусственным задержанием 10×10 м²; 4в — с покрытием из бревен и мха, 10×10 м²; 4г — с бревенчатым настилом, 5×5 м²; 5 — тундра (пониженный участок) с нарушенным напочвенным покровом, затопленная водой, 10×10 м²; 6 — с нарушенным напочвенным покровом и пенопластовым покрытием, 7×7 м². В 4 км от места расположения основных площадок были оборудованы дополнительные площадки 1'а, 4'а, 4'б и 4'г, идентичные основным 1а, 4а, 4б и 4г. Площадка 3 летом вследствие вытаивания льдов затоплялась водой, поэтому она мало отличалась от площадки 5.

На основных площадках проводились в едином комплексе стационарные режимные актинометрические и микрометеорологические наблюдения, наблюдения за процессами тепломассообмена в снежном и напочвенном покровах, за гидротермическим режимом почвы. Методика таких исследований опубликована [1, 2]. Соленинский стационар, по существу, первый пункт в тундровой зоне, где осуществлены круглогодичные исследования теплообмена почвы с атмосферой. На дополнительных площадках в летний период проводились измерения только глубины сезонного протаивания и влажности почвы.

Дадим количественную оценку интенсивности процессов теплообмена почвы с атмосферой в годичном цикле для естественной мохово-лишайниковой тундры. При этом используем следующую запись уравнения теплового баланса: $R = P + LE + B$, где $R = Q_c - S - I_{\text{эф}}$. Здесь применены следующие обозначения: Q_c и S — суммарная и отраженная радиация, $I_{\text{эф}}$ — эффективное излучение поверхности, R — радиационный баланс, P — турбулентный теплообмен, LE — затраты тепла на испарение (E — испарение, $L \approx 600$ кал/г), B — поток тепла в почву.

В течение лета мохово-лишайниковый покров сохраняет почти одинаковую окраску, поэтому его альбеда $A = S/Q_c$ мало изменяется и не выходит за пределы 17—22%. Для сравнения отметим, что осоково-сфагновое болото характеризовалось в летний период существенно повышенной отражательной способностью по сравнению с мохово-лишайниковой и сфагново-ерниковой тундрой (табл. 1).

Зимой альбеда ненарушенного снежного покрова составило 85—91%. Среднее годовое значение альбеда вследствие длительности периода залегания снежного покрова было весьма значительным, 48—57%.

Соотношение между актинометрическими характеристиками на площадках 1б, 1в и площадке 1а (мохово-лишайниковая тундра)

Площадка	$\Delta A/A$	$\Delta R/R$
1б (осоково-сфагновое болото)	0,21	-0,18
1в (сфагново-ерниковая тундра)	0,06	0,01

Приход суммарной радиации Q_c в среднем за два года составил около 74 ккал/см², из них 39,9 ккал/см² поступает за теплый период (июнь — сентябрь) (табл. 2).

Отношение радиационного баланса к суммарной радиации за летний период (июнь — сентябрь) равнялось 53%. Радиационный баланс на участке сфагново-ерниковой тундры (площадка 1в) был практически таким же, как на площадке 1а, тогда как на площадке 1б он снизился в соответствии с увеличением отражательной способности на 18% (см. табл. 1).

Турбулентный теплообмен P и затраты тепла на испарение LE были определены только за летний период. Величины P и LE примерно равны, отношение каждой из них к R составляет около 40%.

Испарение с поверхности мохово-лишайниковой тундры было максимальным в ясные дни (1,7—2,0 мм/сут), следующие сразу же после дождей. В периоды между дождями поверхность иссушается, приток же влаги, содержащейся в избытке в сезонноталом слое, ограничен из-за хорошей водоудерживающей способности мхов и торфа. Поэтому в эти периоды испарение существенно снижается, до 0,2—0,4 мм/сут. Испарительная способность различных тундровых ассоциаций неодинакова. В частности, зеленые мхи испаряют на 30—40% больше влаги, чем лишайники. Следовательно, общее испарение с поверхности мохово-лишайниковой тундры зависит от соотношения площадей, занятых мхами (сфагнум темно-бурого цвета, зеленые мхи) и лишайниками (кладония светло-серого цвета и пр.). В сумме за летний период испарение на площадке 1а составило около 140 мм в 1975 г. (51% от осадков r) и 120 мм в 1976 г. (83% r). Таким образом, в целом за период осадки превышали испарение, и, следовательно, они не могли лимитировать испарение.

В умеренных и особенно южных широтах при достаточных осадках затраты тепла на испарение являются главной расходной составляющей теплового баланса [3, 4]. В частности, в западных и центральных районах Европейской части СССР на испарение расходуется до 60—80% от радиационного баланса. С возрастанием широты радиационный баланс понижается, что обуславливает общую тенденцию к уменьшению испарения. В тундровой зоне снижается не только испарение, но также, несмотря на переувлажнение почвы, и отношение LE/R , составляющее для площадки

Таблица 2

Составляющие теплового баланса (ккал (мес·см²)) мохово-лишайниковой тундры
(площадка 1а)

Состав- ляющие	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Период			Год
													Теплый (VI-IX)	Холодный		
														(X-V)		
Q _c	0,0	0,9	4,6	10,2	16,1	13,3	14,4	8,8	3,4	1,5	0,2	0,0	39,9	33,5	74,3	
S	0,0	0,8	4,4	9,4	13,5	4,1	2,8	1,6	0,6	1,2	0,1	0,0	9,1	29,4	38,5	
I _{эф}	1,0	1,1	0,9	0,8	1,3	2,9	4,4	1,8	0,6	1,3	1,4	0,7	9,7	8,4	18,1	
R	-1,0	-1,0	-0,7	0,9	1,3	6,3	7,2	5,4	2,2	-1,0	-1,3	-0,7	21,1	-4,4	16,7	
P	—	—	—	—	—	2,2	2,5	3,2	1,0	—	—	—	8,9	—	—	
LE	—	—	—	—	—	1,7	3,8	1,8	1,0	—	—	—	8,3	—	—	
B	-0,3	-0,3	-0,2	0,0	0,2	1,1	0,9	0,4	0,2	-1,0	-0,7	-0,4	2,8	-2,9	-0,1	

Примечание. Затраты тепла на таяние снежного покрова составили 1,3 ккал/см². (Июнь).

Отношение затрат тепла на испарение к радиационному балансу

Пункт	VI	VII	VIII	IX
Игарка	0,48	0,57	0,58	0,69
Воркута	0,38	0,40	0,43	0,69
Соленое	0,27	0,53	0,33	0,46

1а 0,27—0,53 (табл. 3). Примерно такие же значения LE/R получены в сходных широтах в результате проведения режимных теплорасчетных исследований в Игарке и Воркуте [2, 5] и экспедиционных работ на Таймыре [6, 7]. Эти данные убедительно свидетельствуют, что в тундровой зоне, несмотря на повышенное увлажнение почвы, на испарение расходуется существенно меньшая доля

радиационного баланса, чем в умеренных районах. Сравнение полученных данных с расчетными [8, 9] показывает, что расчетные методы завышают испарение.

Аккумуляция тепла почвой на участке мохово-лишайниковой тундры на Соленинском стационаре изменялась от $-0,7$ до $1,2$ ккал/(мес.см²). Характерной особенностью составных тепловых балансов северных ландшафтов является существенное повышение теплового потока в почву. Величина B за летний период может достигать здесь 5—7% по отношению

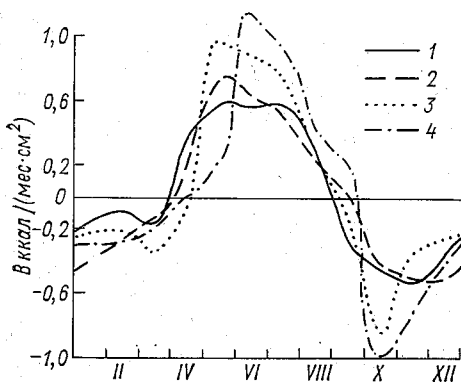


Рис. 1. Годовой ход теплового потока в почву.

1 — Загорск, 2 — Якутск, 3 — Игарка, 4 — Соленое.

к Q_c и 10—15% — по отношению к R . В области распространения мерзлых пород имеется резкий пик аккумуляции тепла почвой, совпадающий с началом ее оттаивания (рис. 1). В этот период поток тепла в почву в отдельные годы может достигать $1,4—1,6$ ккал/(мес.см²). Затем происходит резкое снижение аккумуляции тепла почвой. В районах, где мерзлые породы отсутствуют, отмечается более плавное изменение величины B в течение летнего периода (Загорск).

Любое нарушение поверхности тундры, удаление напочвенных покровов, нередко сопровождаемое образованием локальных или значительных по площади скоплений воды, приводит к увеличению поглощательной способности подстилающей поверхности, радиационного баланса, испарения, а чаще всего и аккумуляции тепла

почвой. Наиболее стабильные изменения, мало зависящие от метеорологических условий, претерпевают альbedo и радиационный баланс деятельной поверхности. По данным наблюдений на Соленинском стационаре, изменение альbedo площадок с удаленным напочвенным покровом составляло в среднем за летний сезон 0,55 (площадка 3) и 0,71 (площадка 4а) от альbedo ненарушенной мохово-торфяной тундры; радиационный баланс увеличивался соответственно в 1,05 и 1,11 раза. Соотношение между испарением нарушенной (E_n) и естественной (E_1) тундры, наоборот, существенно зависит от метеорологических условий, главным образом от частоты и интенсивности выпадения осадков. В бездождливые периоды, за счет резкого сокращения испарения влаги естественным мохово-торфяным покровом, отношение E_n/E_1 достигает 4—6; в дни с интенсивными дождями E_n/E_1 близко к единице.

В среднем за летний период 1975—1976 гг. были получены следующие соотношения между испарением на нарушенных участках и испарением на естественной мохово-лишайниковой тундре: площадка 3, $E_3/E_1=2,58$; площадка 4а, $E_4/E_1=1,97$.

Если испарение с водной поверхности на площадке 3 принять равным испаряемости, то соотношение между испарением мохово-лишайникового покрова и испаряемостью составляет примерно 40%. Тот же результат получается, если за испаряемость принять радиационный баланс естественного тундрового покрова (см. табл. 2), деленный на теплоту парообразования.

Температура деятельной поверхности на площадке с ненарушенным мохово-торфяным покровом составила в среднем за летний сезон 10,7°С (на 0,5—1,0°С выше, чем воздуха), а глубина протаивания на конец сезона 36—41 см.

Удаление или разрушение тундрового покрова приводит к понижению температуры деятельной поверхности; в целом оно не слишком ощутимо, хотя в отдельные месяцы достигает 2,1—3,3°С (табл. 4). Индекс протаивания (сумма градусочасов с положительной температурой поверхности) снизился по сравне-

Таблица 4

Температура поверхности тундры в естественных и нарушенных условиях

Площадка	VI	VII	VIII	IX	Σ (VI—IX)
1а	4,8	14,4	10,6	3,0	32,8
3	2,7	10,1	8,8	4,5	26,1
4а	4,6	12,7	9,8	3,8	30,9
4б	—0,5	2,8	3,4	2,7	8,4
4в	—2,2	2,0	2,4	1,5	3,7
4г	—0,6	8,4	6,9	4,1	18,8
5	3,9	13,0	10,3	4,9	32,1
7	—2,4	4,2	3,5	2,1	7,4

нию с площадкой 1а соответственно на площадке 3 в 1,26, 4а — 1,06 раза и 5 — 1,02 раза.

Несмотря на понижение температуры поверхности, удаление или разрушение тундрового покрова резко интенсифицирует аккумуляцию тепла почвой (табл. 5) и ее сезонное протаивание,

Таблица 5

Приход тепла в почву в естественных и нарушенных тундровых условиях, кал/см²

Площадка	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Весь период
1а	7	188	1111	858	426	152	2742
3	1	89	1453	1119	793	385	3840
4а	13	170	1750	1442	827	269	4471
4в	—6	105	291	764	680	193	2033
4г	10	84	1221	1004	610	277	3206
5	8	70	1904	1027	470	157	3635
7	11	35	175	759	382	115	1477

поскольку обнажаются минеральные почвы, характеризующиеся более высокой теплопроводностью. Увеличение потока тепла в почву по сравнению с площадкой 1а на площадках 3 и 5, затопленных водой, составило 33—40%, а на площадке 4а — 63% (табл. 6).

Таблица 6

Влияние нарушений поверхности тундры и теплоизоляционных покрытий на тепловой поток в почву (B) и ее сезонное протаивание (h)

Площадка	$\Delta B/B_1$	$\Delta h/h_1$
3	0,40	0,44
4а, 4'а	0,63	0,71
4 б, 4'б	—	—0,04÷0,03
4в	—0,26	—0,56
4г, 4'г	0,17	0,01÷0,17
5	0,33	0,52
7	—0,46	—0,62

Увеличение сезонного протаивания на этих площадках по сравнению с площадкой 1а было несколько большим, чем теплового потока в почву ($\Delta h/h_1 > \Delta B/B_1$). Как показано в работе [10], значение $\Delta B/B_1$ вследствие запаздывания во времени начала протаивания по сравнению со временем установления положительного сред-

несуточного теплового потока в почву теоретически должно быть меньше, чем $\Delta h/h_1$. Обратное соотношение в данном случае объясняется тем, что на нарушенных участках тундры оттаивание вокруг мерзлотомеров несколько усиливается.

Дерновый покров, пересаженный на поверхность нарушенной тундры (площадки 4б и 4'б), хорошо прижился; в конце периода наблюдений его можно было с трудом отличить от естественного. Сезонное протаивание на площадках с пересаженным дерновым покровом было практически таким же, как на площадках 1а и 1'а (табл. 6), т. е. произошло восстановление нарушенных мерзлотных условий.

Применение покрытий из бревен (диаметр 15—20 см) на нарушенных участках тундры (площадки 4г и 4'г) снизило глубину сезонного протаивания (h) до значений также близких к ненарушенным условиям (см. табл. 6). По сравнению же с нарушенными тундровыми условиями h уменьшается не менее, чем вдвое. Особенно эффективным в теплоизоляционном отношении оказалось покрытие из бревен со мхом, глубина сезонного протаивания под которым составляла всего 12—14 см. Выполненные наблюдения показали также высокую эффективность применения пенопластовых покрытий — под слоем пенопласта толщиной 7 см (марка ПС-4) глубина сезонного протаивания составила 12—17 см. Таким образом, восстановление нарушенных мерзлотных условий на локальных участках тундры можно осуществить путем применения покрытий, которые по теплофизической эффективности располагаются в следующем порядке: пенопластовые щиты, бревенчатые настилы с моховой прокладкой (они практически предотвращают протаивание), пересаженный мохово-торфяной слой, бревенчатый или досчатый настил.

Для предотвращения протаивания мерзлых высокольдистых почво-грунтов в условиях Севера широко применяют насыпи из местных крупнозернистых материалов. Как показали наблюдения на Соленинском стационаре, глубина сезонного протаивания под песчаной насыпью составила 1,20—1,25 м, что и определяет ее минимальную толщину для местных условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Павлов А. В. Кругооборот тепла в деятельном слое почвы. — В кн.: П Международ. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, вып. 1, с. 41—50.
2. Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, 1975. 304 с.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1956. 225 с.
4. Зубенок Л. И. Роль испарения в тепловом балансе суши. — В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеоздат, 1966, с. 67—82.
5. Павлов А. В., Сергеев Б. П., Скрябин П. Н. Результаты режимных исследований теплообмена почвы с атмосферой в районе г. Игарки. — В кн.: Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. Якутск, 1976, с. 132—143.

6. Романова Е. Н., Уткина З. А. Некоторые данные по термическому режиму почвы Таймырской тундры.—«Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 100—107.

7. Адаменко В. Н. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы.—«Труды ГГО». 1969, вып. 248, с. 38—47.

8. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л., Гидрометеиздат, 1976. 56 с.

9. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеиздат, 1969. 168 с.

10. Павлов А. В., Оловин Б. А. Искусственное оттаивание мерзлых пород теплом солнечной радиации при разработке россыпей. Новосибирск, «Наука», 1974. 182 с.

Г. А. Натанзон, Э. Г. Палагин

РАСЧЕТ ПОТОКА ТЕПЛА В ПРОТАИВАЮЩЕЙ ПОЧВЕ

Процесс хозяйственного освоения тундры связан с нарушением ее поверхностного покрова. Последнее приводит к изменению альbedo и теплового потока из почвы, что, в свою очередь, отражается на динамике и глубине протаивания. Очевидно, что принятие оптимального решения при реализации какого-либо инженерного проекта невозможно без учета слагающегося при этом геокриологического режима, что соответственно вызвало к жизни целый ряд исследований [5—6].

Поскольку температурный режим деятельного слоя почвы зависит от тепло- и влагообмена в системе атмосфера — подстилающая поверхность, то в конечном итоге он определяется соотношением между компонентами теплового баланса, физико-механическими свойствами почвы, а также наличием и фазовым составом распределенной в ней влаги. Экспериментальное изучение комплексного взаимодействия обоих сред осуществляется через посредство специально поставленных теплобалансовых наблюдений. Они позволяют получить информацию о временном ходе температуры $T(t)$, удельной влажности $q(t)$, ветра $u(t)$ в пределах приземного слоя атмосферы и радиационного баланса $R(t)$, а также о динамике профилей температуры и влажности в протаивающих грунтах. Эти данные в принципе позволяют рассчитать компоненты теплового баланса, т. е. мгновенные турбулентные потоки тепла P_0 и влаги E_0 в атмосфере и поток тепла в почву B . Наибольшие трудности при этом возникают при определении $B = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$, ибо непосредственный расчет требует знания температуры поверхности и тщательных измерений в верхних слоях, где имеют место наибольшие градиенты и где ошибки измерений весьма значительны. Кроме того коэффициент теплопроводности λ весьма сильно меняется в зависимости от влажности ω и плохо поддается экспериментальному определению.

В настоящей работе предлагается алгоритм расчета величины B . При этом с целью преодоления указанных затруднений мы

в дальнейшем, по аналогии с [10], будем использовать проинтегрированное по вертикали уравнение теплопроводности. Тогда формально операция дифференцирования заменяется интегрированием, причем используется вся информация почвенных наблюдений, включая данные о распределении температуры по глубине. Коэффициент λ при этом вводить нет необходимости, а фигурирующий в расчете коэффициент объемной теплоемкости c легче поддается определению.

Существенно отметить, что при таком подходе на каждом расчетном шаге с интервалом Δt получаем не мгновенное т. е. практически случайное значение B , а суммарную за время Δt величину B_{Σ} , откуда можно найти и среднюю величину $B = \frac{B_{\Sigma}}{\Delta t}$.

Последняя, в силу упомянутых причин, с большим основанием может быть интерпретирована как отнесенный к единице времени поток тепла в почве. В настоящей работе при отработке методики и конкретных расчетах использован фактический материал, полученный ГГО им. Воейкова на базе экспедиции ВСЕГИНГЕО в районе тундры Западной Сибири (п. Медвежье). При этом наблюдения велись как на естественных площадках с ненарушенным растительным покровом, так и (синхронно) на оголенных участках, где был снят ягель. Это позволяет получить необходимую информацию для расчетов в обоих случаях и сравнивать результаты между собой. Ниже мы обратимся к изложению предпосылок и сути предлагаемого метода.

Располагая начало координат на поверхности и направляя ось z вниз, запишем уравнение теплопроводности для грунта

$$c_i \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

(индекс $i=1$ соответствует талому грунту, 2 — мерзлому), q — поток тепла, $c_1 \equiv c_T$, c_m' — объемная теплоемкость талого и мерзлого грунта;

$$c_2 \equiv c_3 = c_m + \gamma L \frac{\partial w_n(T)}{\partial T}; \quad (2)$$

c_2 — эквивалентная теплоемкость, включающая в себя интенсивность таяния льда при температуре ниже 0°C , γ — объемный вес почвы, а $L=80$ кал/г — теплота плавления льда. Вид кривой $w_n(T)$ определяется экспериментально [2] для каждого типа грунта. При расчете вид этой кривой задается аналитической формулой, аппроксимирующей экспериментальную кривую. Величина $w_n(0)$ снимается с графика для значения $T=T_1$ близкого, но не равного 0°C (первая точка кривой $w_n(T_1)$). На участке от 0° до T_1 влажность ($w_n=w_n(T_1)$) считается постоянной. Если общая влажность $w < w_n(T)$, то на соответствующем участке фактическое количество незамерзшей воды равно w , а $\frac{\partial w_n(T)}{\partial T}$ полагается равной нулю.

Проинтегрировав (1) по z в пределах от 0 до ∞ , получим

$$\int_0^h c_T \frac{\partial T}{\partial t} dz + \int_h^\infty c_s \frac{\partial T}{\partial t} dz = B - q(\infty) + q(h+0) - q(h-0), \quad (3)$$

где $z=h(t)$ — координата границы протаивания, $B=q(0)$. Полагая объемный вес почвы γ неизменным, что вполне справедливо для ненасыщенных грунтов, и пренебрегая зависимостью c_T и c_s от времени, можно, меняя местами интегрирование и дифференцирование, прийти к зависимости

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[\int_0^h c_T T dz + \int_h^\infty c_s T dz \right] = \\ & = B - q(\infty) + q(h+0) - q(h-0) - (c_m - c_T) \cdot \frac{dh}{dt} T_0. \end{aligned} \quad (4)$$

Поскольку температура фазового перехода T_0 равна 0°C , то последнее слагаемое равно нулю. Разность потоков тепла на границе мерзлой и талой зоны, в соответствии с условием Стефана, равна количеству тепла, которое поглощается за единицу времени при движении границы за счет таяния льда, т. е.

$$q(h-0) - q(h+0) = L\gamma w_L \Big|_{z=h} \cdot \frac{dh}{dt}, \quad (5)$$

где количество льда

$$w_L \Big|_{z=h} = w \Big|_{z=h} - w_n(0)$$

(w , w_L , w_n — влажность в долях сухой навески).

Выбирая нижний уровень таким образом, чтобы $q(\infty) \approx 0$, можем окончательно записать:

$$B = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^h c_s T dz + \frac{\partial}{\partial t} \int_h^\infty c_s T dz + L\gamma w_L \Big|_{z=h} \cdot \frac{dh}{dt}. \quad (6)$$

Как отмечалось выше, при выводе (6) не учитывалась зависимость c_m и c_T от времени, т. е. в (4) было опущено слагаемое $\int_0^h T \frac{\partial c}{\partial t} dz$, что, как показали проведенные расчеты, не вносит существенных погрешностей. Следует подчеркнуть, что при расчете этого интеграла приходится иметь дело с производной от разрывной функции, т. е. с δ -образным членом под знаком интеграла. Действительно,

$$c(z, t) = c_T \theta(h - z) + c_m \theta(z - h)$$

(θ — единичная функция), и следовательно,

$$\frac{\partial c}{\partial z} = (c_m - c_T) \cdot \delta(z - h).$$

Благодаря обращению температуры в нуль на границе раздела, интеграл от δ -образного члена равен 0. Но при численной реализации за счет использования конечных разностей имеет место ошибка порядка

$$(c_m - c_T) \Big|_{z=h} \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta T,$$

что составляет, по нашим оценкам, $\approx 1\%$ потока q .

Конечно, можно было бы и не менять порядка дифференцирования и интегрирования, что не влекло бы появления указанных погрешностей, но используемый подход является более экономичным в смысле затрат машинного времени, обеспечивая при этом достаточную точность. Поэтому формула (6) и была положена в основу расчета.

Измерения профиля влажности использовались для определения теплоемкостей c_T и c_m талой и мерзлой почвы. Полагалось

$$c_T = \gamma (c_{уд} + c_v w); \quad (7)$$

$$c_m = \gamma (c_{уд} + c_v w + c_{л} w_{л}). \quad (7')$$

Здесь $c_{уд}$ — удельная теплоемкость сухой почвы, c_v и $c_{л}$ — теплоемкость воды и льда.

При расчетах величины B следует различать два случая, а именно, когда граница протаивания находится соответственно выше и ниже уровня $z = H$, который отвечает последней точке, где измеряется температура. Если $h < H$, то интеграл в пределах от h до ∞ , стоящий в правой части равенства (6), разбивается на два — в пределах от h до H и от H до ∞ . Интегралы в пределах от 0 до h и от h до H вычисляются с использованием экспериментальных точек. В области $H < z < \infty$ используется известное решение уравнения теплопроводности для полуограниченной области [9]. При $h > H$ на два интеграла следует разбить интеграл от 0 до h . При этом в пределах от 0 до H интегрирование ведется по экспериментальным данным, а в области $H \leq z < h$ методом, изложенным в [7] решается задача теплопроводности для пластины с одной подвижной границей. Во втором интеграле в правой части равенства (6) используется решение, полученное в [8] для полупространства с подвижной границей. Необходимая для расчета скорость (w) движения границы раздела фаз в двуслойной области $H \leq z < h$ и $h < z < \infty$ находится на основании замеров глубины протаивания, проводившихся для 10 сут. Классическое решение уравнения теплопроводности для полубесконечности $H < z < \infty$ с неподвижной границей [10] записывается в виде

$$T(z, t) = T_1(z, t) + T_2(z, t), \quad (8)$$

где функция

$$T_1(z, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi(t-t^{j-1})a_m}} \int_H^\infty \left\{ \exp\left[-\frac{(z-\zeta)^2}{4a_m(t-t^{j-1})}\right] - \exp\left[-\frac{(z+\zeta)^2}{4a_m(t-t^{j-1})}\right] \right\} T_1(\zeta, t^{j-1}) d\zeta \quad (9)$$

является решением уравнения теплопроводности, удовлетворяющим правильному начальному условию

$$T_1(z, t^{j-1}) \equiv T(z, t^{j-1}), \quad (t^{j-1} \leq t \leq t^j) \quad (10)$$

и нулевому граничному условию

$$T_1(H, t) \equiv 0. \quad (11)$$

Между тем как функция

$$T_2 = \frac{1}{2\sqrt{\pi a_m}} \int_{t^{j-1}}^t \frac{z}{(t-\tau)^{3/2}} \exp\left[-\frac{z^2}{4a_m(t-\tau)}\right] T(H, \tau) d\tau, \quad (12)$$

также являясь решением уравнения теплопроводности, наоборот, удовлетворяет правильному граничному условию

$$T_2(H, t) \equiv T(H, t) \quad (13)$$

и нулевому начальному условию

$$T_2(z, t^{j-1}) \equiv 0. \quad (14)$$

Через a_m в формулах (9) и (12) обозначен коэффициент температуропроводности мерзлой почвы.

На протяжении времени t между двумя сроками измерений температура в точке $z=H$ предполагается меняющейся по линейному закону, т. е.

$$T(H, \tau) = T(H, t^{j-1}) + \frac{\Delta T(\tau - t^{j-1})}{t^j - t^{j-1}}, \quad (15)$$

где

$$\Delta T = T(H, t^j) - T(H, t^{j-1}). \quad (16)$$

Подынтегральное выражение в правой части равенства (12) содержит δ -образную особенность при $z=H$, поэтому при численных расчетах этот интеграл удобнее представить в иной форме

$$T_2(z, t) = T(H, t) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} T(H, t) \int_0^{\alpha_0} \exp(-\alpha^2) d\alpha - \\ - \frac{\Delta T z^2}{2\sqrt{\pi} a_m (t-t^{j-1})} \int_{\alpha_0}^\infty \frac{\exp(-\alpha^2)}{\alpha^2} d\alpha, \quad (17)$$

где

$$\alpha_0 = \frac{z}{2\sqrt{a_m(t-t^{j-1})}}. \quad (18)$$

Решение уравнения теплопроводности в слое $H \leq z \leq h$ для одной неподвижной ($z=H$) и одной движущейся ($z=h$) границы искалось с помощью дробно-линейного преобразования [7, 3]

$$\zeta = \frac{z}{l(t)}, \quad (19)$$

где $l(t) = h(t) - H$ и

$$\sigma(z, t) = \frac{ta_\tau}{l(t)l(t^{j-1})}, \quad (20)$$

позволяющего остановить границу. Кроме того, вместо $T(z, t)$ вводится новая искомая функция:

$$U = \exp\left(\frac{w\zeta^2 l(t)}{4a_\tau}\right) \sqrt{\frac{l(t)}{l(t^{j-1})}} T(z, t), \quad (21)$$

удовлетворяющая уравнению теплопроводности. Граничные условия при этом формулируются в точках $\zeta=0$ и $\zeta=1$. Через a_τ здесь обозначен коэффициент температуропроводности талой почвы.

Решение уравнения теплопроводности для полубесконечного слоя $h(t) < z < \infty$ с одной движущейся со скоростью v границей осуществлялось по формуле

$$T(z, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi(t-t^{j-1})a_m}} \int_{h(t)}^{\infty} T(\zeta, t^{j-1}) \left\{ \exp\left[-\frac{(z-\zeta)^2}{4a_m(t-t^{j-1})}\right] - \exp\left[-\frac{(z+\zeta)^2}{4a_m(t-t^{j-1})} - \frac{vz}{a_m}\right] \right\} d\zeta, \quad (22)$$

найденной в [8]. Заметим, что классическая формула (9) получается из (22), если положить $v=0$. Поэтому расчет температуры в полубесконечном слое производился нами по формуле (22) вне зависимости от условия $H \geq h$. Единственная разница состояла в том, что при $H > h$ в (22) полагалось равным нулю, а при $H < h$ — реальной скорости движения границы w .

При вычислении интеграла (22) функция $T(z, t^{j-1})$, известная лишь в узлах сетки, на каждом интервале (z_i, z_{i+1}) аппроксимировалась постоянной, равной полусумме ее значений в точках z_i и z_{i+1} . Интеграл от остального выражения, заданного в аналитической форме, вычислялся методом треугольников, для чего интервал (z_i, z_{i+1}) дробился на необходимое число раз в зависимости от точности, предъявляемой к расчетам.

Уравнение теплопроводности с неподвижными границами реша-

лось методом прогонки [1]. Детальное описание программы дано в [4].

Разработанная на основе описанного алгоритма программа позволяет рассчитывать поток тепла в почву как при полной информации о температуре и влажности почвы в верхнем слое, так и при пробелах в измерениях. При этом число суточных измерений может производиться как при наличии, так и при отсутствии растительного покрова. Как уже отмечалось выше, отсутствие измерения температуры при $z > H$ восполняются расчетом на основе решения уравнения теплопроводности, полученного с учетом движения границ и фазовых переходов. Существенно, что в программе используется вся имеющаяся информация.

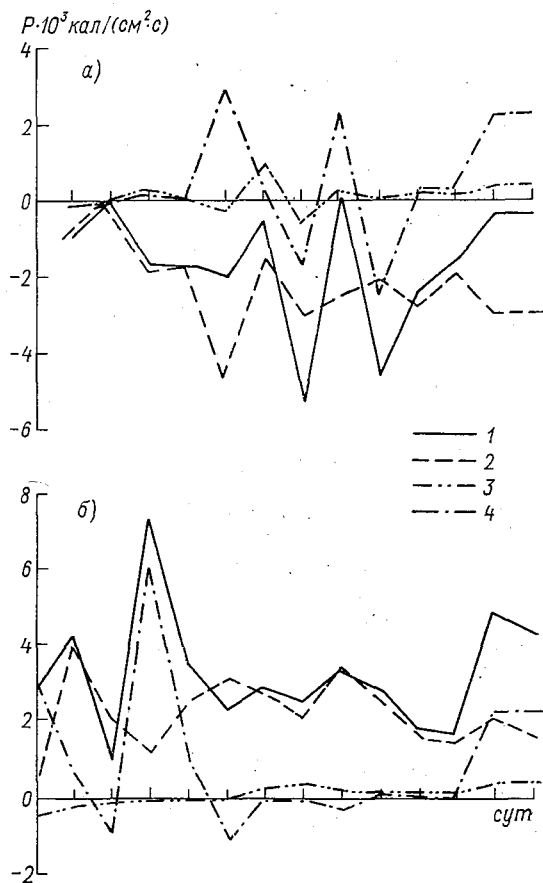


Рис. 1. Изменение во времени потока тепла (1), теплосодержания в зоне $z \leq H$ (2) и $z \geq H$ (3) и выделения тепла фазового перехода (4).

а — срок измерения 2 ч., б — срок измерения 14 ч.

В качестве примера приведем результаты расчета по данным четырехсрочных наблюдений на «пятне» в п. Медвежье с 10 по 23 июля 1975 г. (см. наст. сборник). Почва — суглинок, $\gamma = 1,6 \text{ г/см}^3$, $c_{\text{уд}} = 0,2 \text{ кал/(г} \cdot ^\circ\text{C)}$, $a_{\text{т}} = 4,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, $a_{\text{м}} = 6 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$. Экспериментальные точки по влажности имеются лишь для талой почвы. Для мерзлого грунта на глубинах, больших 1 м, влажность принималась равной среднеклиматической влажности (0,22 г/г), а в слое между h и 1 м находилась линейной интерполяцией. Температура мерзлого слоя на ∞ (в программе — на глубине 4 м) принималась равной среднеклиматической ($-2,6^\circ\text{C}$). Это значение необходимо для формирования начального профиля температуры. Кривая $w_{\text{н}}(T)$ была взята из [2] и аппроксимировалась формулой

$$w_{\text{н}}(T) = 0,01 + [w_{\text{н}}(0) - 0,01] \exp\left(\frac{T}{3}\right). \quad (23)$$

На рис. 1а, б приведены кривые зависимости от времени отдельных слагаемых в правой части равенства (6): потока тепла B , изменения теплосодержания в зонах $z \leq H$ и $z > H$ и вклада, обусловленного источником на границе, для сроков измерения 2 и 14 ч.

Существенно отметить, что вклад от области $z > H$, где отсутствуют экспериментальные данные и профили температуры определялись путем решения уравнения теплопроводности, относительно мал. Поэтому незначительными оказываются и погрешности, вносимые в расчет в результате неточности в задании термических коэффициентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годунов С. К., Рябенький В. С. Введение в теорию разностных схем. М., Физматгиз, 1962. 340 с.
2. Максимова Л. Н. Влияние почвообразовательного процесса на состав и свойства отложений сезоннопромерзающего и сезоннопротаивающего слоя. — В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 8, Изд-во МГУ, 1967, с.
3. Натанзон Г. А., Палагин Э. Г. Расчет глубины промерзания водоемов и крупнозернистых грунтов. — «Труды ЛГМИ», вып. 52, 1975, с. 86—92.
4. Натанзон Г. А., Попов А. М. Метод численного решения уравнения турбулентной диффузии примеси в пограничном слое атмосферы. — «Труды ЛГМИ», вып. 52, 1975, с. 29—34.
5. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
6. Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, 1975. 302 с.
7. Палагин Э. Г. Численный алгоритм решения многофазной задачи Стефана. «ИФЖ», т. 31, № 5, 1976, с. 876—882.
8. Палагин Э. Г. Кинетика фазового перехода на границе двух масс значительной протяженности. — «ИФЖ», т. XI, № 1, 1966, с. 61—66.
9. Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М., «Наука», 1972. 735 с.
10. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. — «Труды ГГО», вып. 39 (101), 1953, с. 201—213.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редакторов	3
И. И. Иванова, С. П. Малевский-Малевиц, Н. В. Серова, В. Б. Славин-Боровский. Методика полевых теплобалансовых исследований	4
Н. Г. Москаленко. Природные комплексы прибрежно-морских равнин в районе месторождения Медвежье	16
Н. А. Лазарева. Климатическая и синоптическая характеристики района полевых работ 1975 г.	22
С. И. Леготина, Л. Р. Орленко. О расчете турбулентных пото- ков тепла и влаги по данным градиентных наблюдений	29
Н. В. Серова, Г. Х. Цейтин. О расчете потока тепла в почву в условиях фазовых изменений	40
Н. А. Лазарева. Результаты расчета турбулентных потоков тепла и влаги (в районах Медвежьего и Ныды)	49
Н. В. Серова. Об определении теплофизических характеристик неко- торых типов почв районов хозяйственного освоения севера Западной Сибири	57
С. П. Малевский-Малевиц, В. Б. Славин-Боровский. Методика и результаты вертолетных исследований радиационных характе- ристик некоторых видов подстилающей поверхности	69
Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевиц, Н. В. Серова. Тепловой баланс некоторых видов поверхности районов освоения севера Западной Сибири в период сезонного протаивания грунтов	75
Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевиц, Ю. Л. Шур. Влияние удаления растительного покрова на изменение компонента теплового баланса	86
Н. Г. Москаленко, В. Б. Славин-Боровский, Ю. Л. Шур. Опыт детального изучения природных комплексов севера Западной Сибири	94
А. В. Павлов, Б. П. Сергеев, П. Н. Скрябин. Теплообмен почвы с атмосферой в естественных и нарушенных тундровых условиях	106
Г. А. Натанзон, Э. Г. Палагин. Расчет потока тепла в протаи- вающей почве	115

Труды ГГО, вып. 402

ПРОЦЕССЫ ЕСТЕСТВЕННОГО ТЕПЛООБМЕНА В УСЛОВИЯХ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Редактор Т. А. Иванова. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор Г. Н. Римант.

ИБ № 909.

Сдано в набор 24.11. 1977 г. Подписано к печати 18.04. 1978 г. М-09402. Формат 60×90¹/₁₆, бумага типогр. № 1. Гарн. лит. Печать высокая. Печ. л. 8,0. Уч.-изд. л. 8,4. Тираж 520 экз. Индекс МЛ-180. Заказ 4981. Цена 65 коп.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Типография им. Анохина
Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Совета Министров Карельской АССР
Петрозаводск, ул. «Правды», 4.