

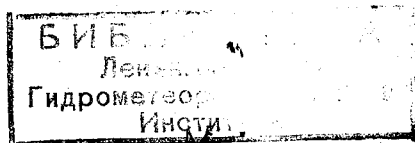
60
578
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова
И
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ВЫПУСК 107

ФИЗИКА ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
(МАХТАЛИНСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ ГГО и СА НИГМИ)

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
Д. Л. ЛАЙХТМАНА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1961

АННОТАЦИЯ

В сборнике публикуются результаты анализа экспедиционных материалов, полученных во время Махталинской комплексной экспедиции в сентябре 1959 г. Экспедиция была организована Главной геофизической обсерваторией и Среднеазиатским гидрометеорологическим институтом. В работе экспедиции принимали участие научные сотрудники Ленинградского гидрометеорологического института и Узбекского управления гидрометслужбы. Большой объем наблюдений выполнялся студентами Ленинградского гидрометеорологического института и Среднеазиатского государственного университета. Задача экспедиции заключалась в получении экспериментальных данных о влиянии на метеорологический режим пограничного слоя атмосферы основных внешних параметров: горизонтального градиента давления, радиационного баланса, теплофизических характеристик почвы и ее влажности. В публикуемых работах содержится ряд выводов, важных для решения этой задачи. Отсутствие облачности и испарения, ровный открытый рельеф и правильный суточный ход напряжения радиации, которыми характеризовался период экспедиции, позволили получить материалы, наиболее ясно показывающие влияние внешних параметров на метеорологический режим пограничного слоя. Несколько осложнялась картина значительным влиянием термического ветра. Большую ценность представляет публикуемый в сборнике табличный материал.

Помимо работ, основанных на материалах экспедиции, в сборник включено несколько работ по физике атмосферы, выполненных по плану исследований Отдела физики приземного слоя Главной геофизической обсерватории.

Редактор *Ю. В. Власова*

Техн. редактор *А. А. Соловейчик*

Корректоры: *З. А. Белкина* и *В. В. Мамедова*

Сдано в набор 21/XII 1960 г.

Подписано к печати 15/IV 1961 г.

Бумага 70 × 108¹/₁₆.

Бум. л. 6,25

Печ. л. 17,13

Уч.-изд. л. 19,3

Тираж 1000 экз.

М-08260

Индекс МЛ-225.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 579.

Цена 1 руб. 35 коп.

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

СИНОПТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРИОДА РАБОТЫ МАХТАЛИНСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

В статье рассмотрены синоптические условия периода работы Махталинской экспедиции.

Сентябрь в Средней Азии в общем характеризуется сравнительно простыми условиями циркуляции [1]. Уменьшение радиационного притока тепла по сравнению с летом уже достаточно ощутительно, так что летний тип циркуляции (термическая депрессия) встречается крайне редко, а если и встречается, то только в начале месяца. Вместе с тем основные контрасты между тропическими воздушными массами и массами умеренных широт по-прежнему остаются севернее границ Средней Азии. Поэтому зимние типы погоды, такие, как прорывы юго-западных циклонов в Среднюю Азию, также почти не наблюдаются. Таким образом, формирование погоды в сентябре обычно происходит в результате комбинации смен юго-западной периферии антициклона западным, северо-западным или северным вторжением холодных воздушных масс в Среднюю Азию.

Условия сентября 1959 г. по циркуляции и повторяемости синоптических процессов довольно сильно отличались от условий, характерных для сентября с ходом погоды, близким к норме. Это, в частности, видно из табл. 1, где приведена последовательность синоптических положений над Средней Азией за период работы экспедиции согласно типизации, принятой в работе [1].

В табл. 1 применены следующие сокращения: А — антициклональное положение, как правило, юго-западная периферия сибирского антициклона, А_м — юго-западная периферия антициклона с очень малыми барическими градиентами, Т — термическая депрессия, З — западное вторжение, З₇ — западное вторжение с волнами, З! — начало нового западного вторжения.

Из табл. 1 видно, что в сентябре 1959 г. наблюдались только западные вторжения, перемежающиеся циркуляцией юго-западной периферии антициклона. Ни северо-западных, ни северных вторжений в этот период не наблюдалось, тогда как обычно в сентябре такие процессы обязательно встречаются. Это оказало влияние на ход метеорологических элементов во время работы экспедиции.

Перейдем к анализу синоптических процессов в период экспедиционных серий. Перед началом экспедиционных наблюдений над Средней Азией в течение трех дней (1—3/IX 1959 г.) сохранялась антициклональная обстановка. Особенностью периферии антициклона в таком случае

были весьма малые барические градиенты и слабые ветры, вследствие чего горизонтальный обмен воздушных масс был слабее обычного, что содействовало интенсивной трансформации воздуха. Поэтому перед началом наблюдений на территории Средней Азии господствовала аномально высокая для рассматриваемого периода года температура. 4/IX 1959 г. началось западное вторжение. Утром на восточное побережье Каспийского моря вошел фронт западного вторжения. Однако над районом экспедиции еще господствовала антициклональная погода с обычным предфронтальным потеплением. Через Махталы фронт этого вторжения прошел в 16—17 час. среднесолнечного времени (рис. 1).

Таблица 1

Последовательность типов синоптического положения над Средней Азией за сентябрь 1959 г.

Число	Сроки наблюдений (час.) ¹			
	03	09	15	21
1	A	A	A _м	A _м
2	A _м	A _м	A _м	A _м
3	A	A	A	A
4	З	З	З	З
5	З	З	З	З
6	З ₇	З ₇	З!	З
7	З	З	З	З
8	З	З ₇	З ₇	З ₇
9	З ₇	З!	З	З
10	З	З	A	A
11	A	A	A	A
12	A	A	A	A
13	A	A	A	A
14	A	A	A	A
15	A	A	A	A
16	З!	З	З	З
17	З	З	З	З
18	A	A	A	A
19	A	A	A	A
20	З	З	З	З
21	З	З	З	З
22	A	A	A	A
23	A _м	З	З	З
24	З	З	З	З
25	A	A	A	A
26	A	A	A	A _м
27	A _м	З	З	З
28	З	З	З	З
29	A	A	A	A
30	A	A	A _м	A _м

Здесь прохождение фронта выразилось в усилении ветра до 6—7 м/сек. и его повороте с ССВ на ССЗ. Над западными районами Средней Азии фронт прослеживался по разрыву ветра и лишь местами по облачности. Осадков нигде не наблюдалось. Таким образом, это вторжение относилось к числу сухих [2]. Особенность воздушных течений на высотах в рассматриваемом вторжении состояла в том, что ось планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) в течение всего периода вторжения

¹ Время московское.

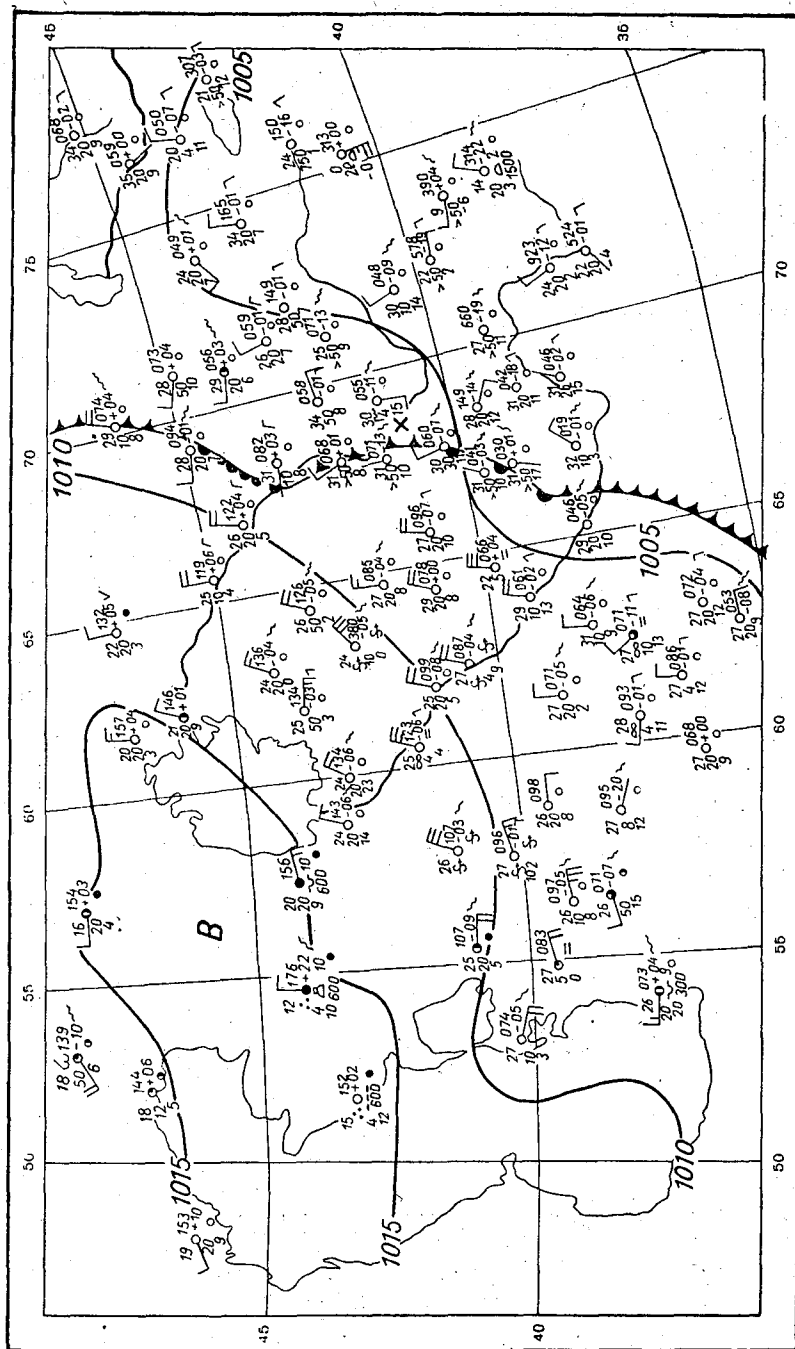


Рис. 1. Синоптическая карта за 09 час. 5/IX 1959 г.

не смещалась на Среднюю Азию дальше Устьюрта и Аральского моря (рис. 2а). Поэтому в тропосфере над Средней Азией непрерывно наблюдался фронтолиз и фронт вторжения постепенно становился все более пологим, а само вторжение очень мелким. В связи с этим в восточные предгорные районы Средней Азии вторжение пришло ослабленным. Таким образом, серия наблюдений 1 была проведена во время размывающегося западного вторжения; ее начало совпало с предфронтальным выносом теплого воздуха, а конец — со вторжением относительно холодных масс умеренного европейского воздуха.

Серия 2 (8—9/IX 1959 г.) была проведена сразу после нового западного вторжения, которое началось в 15 час. 6/IX 1959 г. и закончилось в 03 часа 8/IX 1959 г. Это вторжение, как и предыдущее, было выражено в полях ветра, температуры и давления. Облачности и осадков не наблюдалось в связи с большим дефицитом влажности как у земли, так и на высотах. В свободной атмосфере в этом случае (рис. 2б, AT_{500} за 03 часа 8/IX 1959 г.) наблюдались две ПВФЗ. ПВФЗ арктического фронта проходила от Скандинавии через Европейскую территорию СССР, Нижнее Поволжье на Западную Сибирь; ПВФЗ фронта умеренных широт протягивалась через Средиземное море, Переднюю и Среднюю Азию; в районе Устьюрта обе ПВФЗ сливались.

На рис. 2б видно, что форма барического поля и структура воздушных течений типичны для развития волновой деятельности на холодном фронте вторжения [1]. По-видимому, 8/IX 1959 г. на фронте западного вторжения действительно развивались волны. Они были выражены только в поле ветра и не получили достаточного развития в полях облачности и осадков из-за исключительной сухости воздуха. В Махталы прохождение волн выразилось в двукратном усилении и поворотах ветра в 10—11 и в 16—17 час. 8/IX по среднему солнечному времени пункта экспедиции. Эти усиления ветра нельзя объяснить суточным ходом, принимая во внимание абсолютные значения, которых достигали скорости ветра (7,5—8,5 м/сек.). Как и в предыдущем случае, ось ПВФЗ в пределы Средней Азии не перемещалась, оставаясь у ее северных границ. Таким образом, серия 2 была проведена в тылу западного вторжения, на холодном фронте которого развивалась слабая волновая деятельность.

После окончания серии 2 9/IX 1959 г. началось новое западное вторжение, в результате которого в Среднюю Азию проникли массы европейского воздуха умеренных широт. Вторжение завершилось установлением над рассматриваемым районом юго-западной периферии антициклона. По периферии этого антициклона в нижних слоях происходил бесфронтальный заток холодных масс сибирского воздуха умеренных широт на восточные районы Средней Азии.

После этого вторжения, когда установилась циркуляция, свойственная периферии антициклона, наблюдалось самое большое понижение температуры за все время экспедиции, хотя даже в этом случае температура опустилась немного ниже средней многолетней. Именно в этот период и была проведена серия 3 (11—12/IX 1959 г.), в период которой наблюдалась спокойная безоблачная антициклональная погода.

Это же синоптическое положение сохранялось 13—14/IX, когда была проведена серия 4. Во время этой серии на Казахстан происходило вторжение арктических масс, в тылу которых наблюдался антициклогенез в свежем арктическом сибирском воздухе. Однако до Средней Азии это вторжение не дошло; оно лишь способствовало бесфронтальному затoku воздуха, который ранее был над Центральным Казахстаном, в восточные районы рассматриваемой территории. Так как этот воздух распола-

гался достаточно долго над Казахстаном и был, таким образом, значительно трансформированным, то существенного положения температуры при этом затопе не происходило. В связи с этим не наблюдался и рост температуры, характерный для длительно удерживающейся периферии антициклона. Система воздушных течений в свободной атмосфере в течение периода 12—14/IX 1959 г. была типичной для устойчивой периферии антициклона (рис. 2 в, АТ₅₀₀ за 03 часа 14/IX 1959 г.).

15/IX 1959 г., когда началась серия 5, произошло разрушение юго-западной периферии антициклона и быстрое отступление ее к северо-востоку. Этот процесс сопровождался постепенным повышением температуры, которое стало особенно заметным 16/IX перед новым западным вторжением. Серия 5 закончилась, когда первые порции трансформированного умеренного европейского воздуха вступили на западную часть Средней Азии. Таким образом, серия 5 была проведена при спокойной, безоблачной погоде в однородной воздушной массе. Интересно отметить характер ветра в районе экспедиции во время этой серии. Хотя абсолютные значения скорости были малыми и не превышали 3,2 м/сек., все время наблюдалось правое вращение ветра. Сначала он был северо-западным, затем северным, северо-северо-восточным, восточным, юго-восточным, южным, юго-юго-западным, западным, снова северо-северо-западным и, наконец, северо-северо-восточным. Такое вращение ветра могло наблюдаться, если центр низкого давления, находясь сначала севернее района экспедиции, совершал вращение вокруг пункта экспедиции по часовой стрелке. Оно могло быть также, если через район экспедиции прошли один за другим два центра низкого давления. Очевидно, что масштабы этих центров низкого давления значительно меньше обычных масштабов синоптических объектов, потому что над Средней Азией наблюдалась юго-западная периферия антициклона. Можно предложить две гипотезы, которые объясняют возникновение таких центров. Согласно первой из них, эти центры имеют характер микротермической депрессии [3], которая вызывается более сильным прогревом воздуха над пустынями по сравнению с оазисами. В прогретом воздухе затем развиваются сильные локальные вертикальные движения, приводящие к падению давления у земли и образованию замкнутого центра низкого давления. Центр низкого давления переносится западными течениями по ведущему потоку. Согласно второй, такие центры представляют собой крупные турбулентные вихри с вертикальной осью, которые образуются при обтекании западными воздушными потоками хребта Нура-Тау и отрогов Туркестанского хребта.

16/IX 1959 г. на Среднюю Азию осуществилось западное вторжение. Это вторжение характеризовалось системой двух фронтов: первый фронт отделял тропический туранский воздух от сильно трансформированного европейского воздуха умеренных широт. Он был очень слабо выражен в поле ветра и давления и совсем не выражен в поле облачности и осадков. Через район Махталы фронт прошел в 23—24 часа 16/IX 1959 г. Второй фронт был выражен лучше и проходил через Махталы в 11—12 час. среднего солнечного времени 17/IX 1959 г. Над равнинами Средней Азии с этим фронтом было связано незначительное увеличение облачности среднего яруса, небольшое понижение температуры (на 2—4°) и усиление северо-западного ветра (до 8—10 м/сек.). В горных районах Средней Азии прохождение фронта отмечалось увеличением облачности грозового характера, грозами и слабыми ливнями. Характерно, что в районе Махталы при прохождении второго фронта ветер усилился всего до 5—6 м/сек., в то время как в других местах на равнинах ветер достигал 8—10 м/сек. Возможные причины этого явления рассмотрены в работе

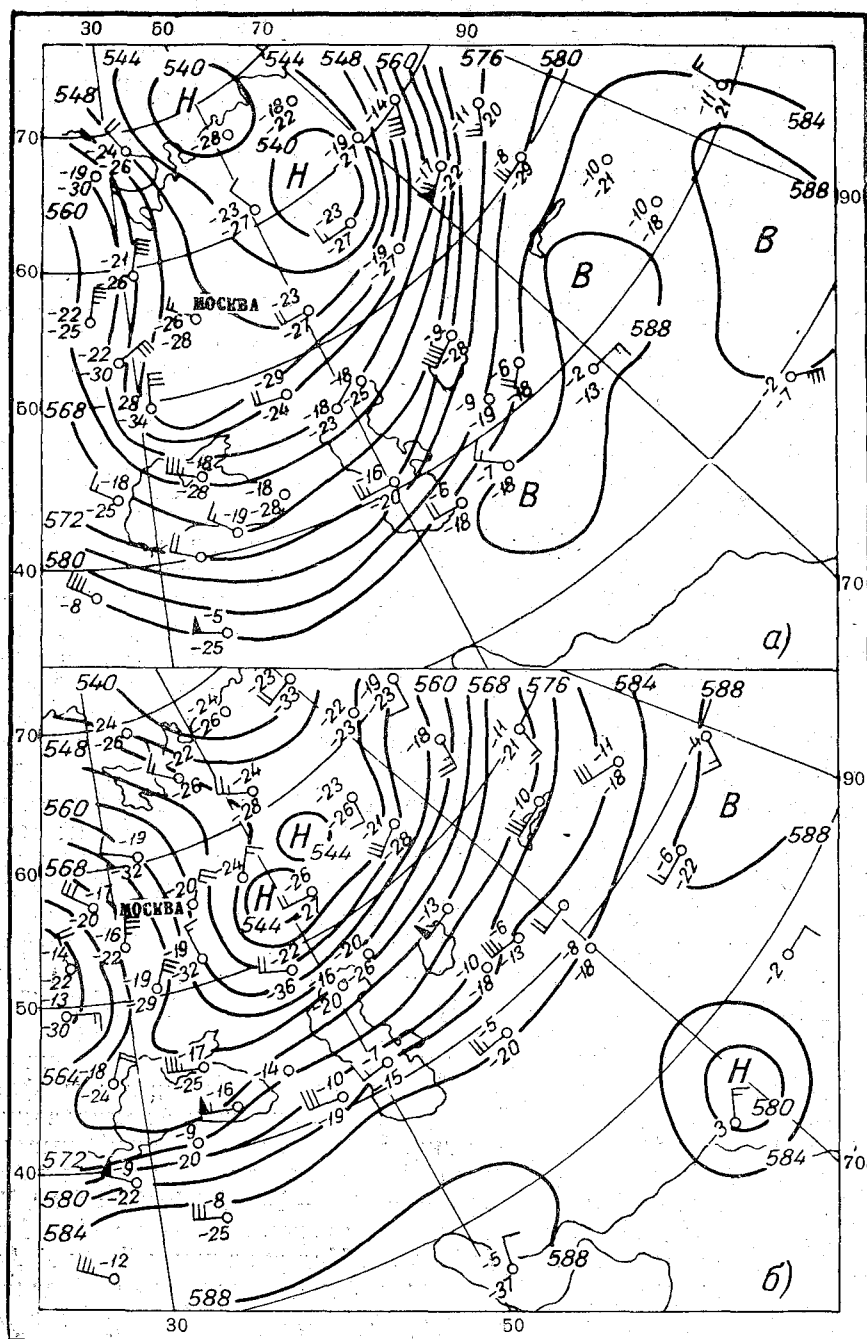
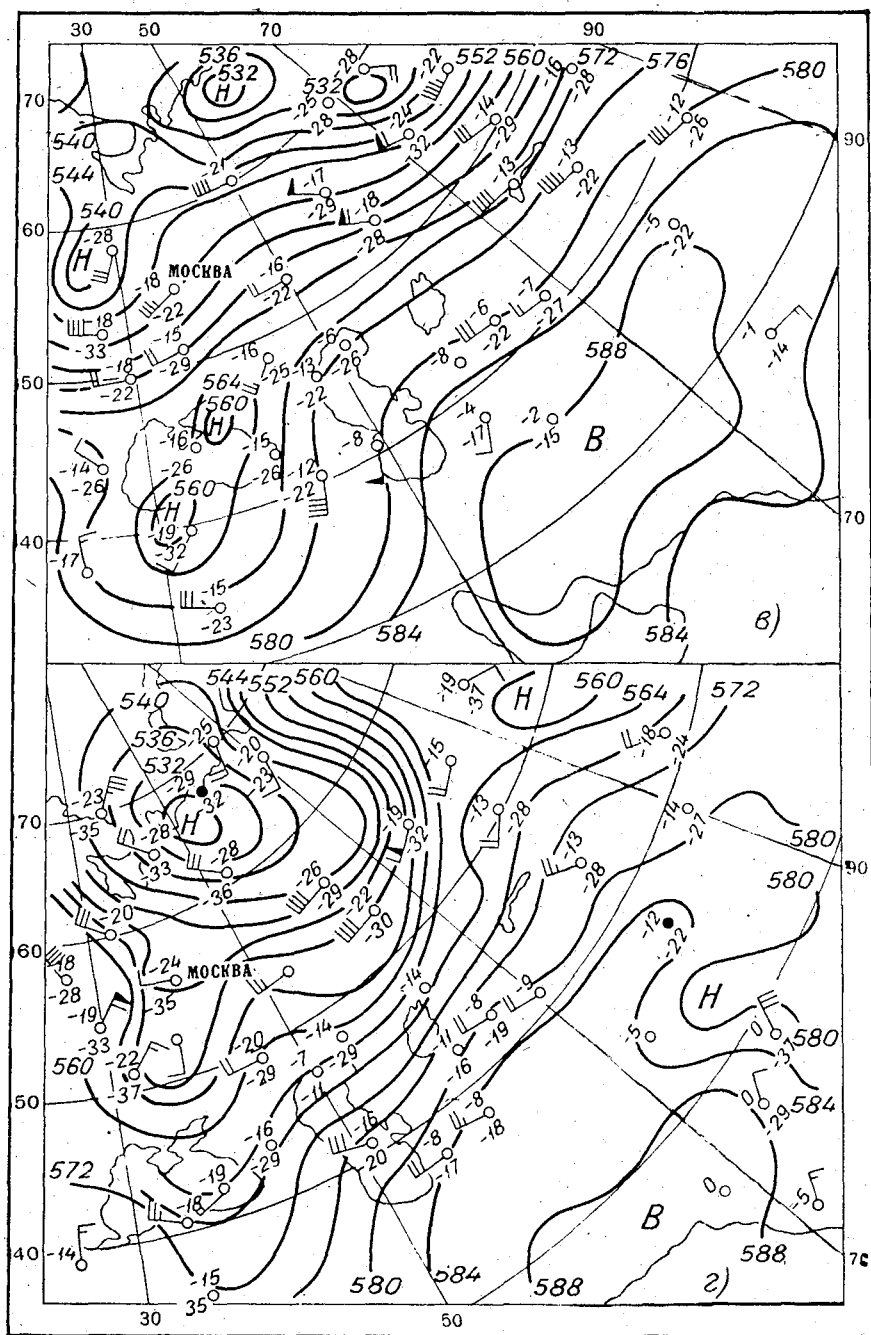


Рис. 2. Карты AT_{500} за 03 часа 5/IX 1959 г. (а), за 03 часа 8/IX



1959 г. (б). за 03 часа 14/IX 1959 г. (в), за 03 часа 21/IX 1959 г. (г).

[3]. Обращает на себя внимание усиление ветра в Махталы с 23 час. 17/IX до 03 час. 18/IX, когда скорость ветра оказалась больше, чем при прохождении фронта. Это усиление можно объяснить увеличением барического градиента, которое произошло под влиянием орографии: холодный фронт, пройдя в горы, задерживался, в то время как над равнинами холодное вторжение развивалось. Происходит накопление воздушных масс перед горными хребтами. В нижних слоях это вызывает усиление северо-восточных ветров, а в свободной атмосфере — усиление юго-западных. Судя по полю давления, возможно также, что в горах на поверхности фронта развиваются орографические волны, которые создают местные увеличения барического градиента.

Серия 7 (20—21/IX 1959 г.) проводилась при синоптическом положении, предшествующем западному вторжению. Когда серия началась, фронт вторжения находился над Каспийским морем. К концу серии фронт подошел к району экспедиции. В процессе вторжения наблюдался ярко выраженный фронтолиз: когда вторжение только начало распространяться на Среднюю Азию, в его тылу был сильный рост давления, облачность, сильные ветры с пыльными бурями и небольшие осадки. В процессе движения фронт непрерывно размывался и почти полностью разрушился перед районом экспедиции, где все время сохранялась спокойная безоблачная погода с температурами 29—31° днем и 10—12° ночью (рис. 3, 03 часа 21/IX 1959 г.).

Как известно, при хорошо выраженных вторжениях высотная ложбина, отражающая холодную воздушную массу за фронтом вторжения, перемещается согласованно с движением фронта у земли и в нижних слоях. В данном же случае перемещение фронта у земли и на поверхности AT_{850} не сопровождалось движением высотной ложбины на поверхностях AT_{700} , AT_{500} и AT_{300} . Напротив, на этих уровнях наблюдалось углубление высотной ложбины далеко на западе в районе Черного моря и восточной части Средиземного моря, а над Средней Азией происходил вынос тропических воздушных масс по восточной периферии высотного гребня (рис. 2 г). Таким образом, фронтальная поверхность в нижних слоях оказалась под правой теплой частью ПВФЗ, где обычно наблюдаются нисходящие потоки; основной же температурный контраст в верхней половине тропосферы остался значительно западнее, чем у земли.

22/IX 1959 г. незаконченное западное вторжение трансформированного европейского воздуха умеренных широт сменилось южной периферией антициклона, который медленно перемещался с Центрального Казахстана на Западную Сибирь. Именно в этот момент началась серия наблюдений 8. В течение этой серии антициклон над Западной Сибирью непрерывно смещался на восток, а его периферия над Средней Азией разрушалась, отступая на северо-восток. Одновременно на юго-западе Средней Азии наблюдался прорыв слабого южнокаспийского циклона. Центр его двигался по необычной траектории на северо-северо-восток. Некоторое падение давления на западе Средней Азии при движении циклона приводило к общему увеличению барических градиентов. Поэтому в течение 22/IX (с 07 до 23 час.) в Махталы наблюдалось постепенное увеличение скорости ветра, связанное с притоком воздуха в нижних слоях в систему циклона. К ночи циклон несколько заполнился, по-видимому, из-за суточного хода давления и ветры ослабели. Серия 8 проходила при таком же высоком температурном фоне, как и серия 7 (максимальные температуры находились в пределах 29—31°, а минимальные —10, —12°). 22/IX вынос тропических воздушных масс в свободной атмосфере продолжался (на уровне 500 мб температура составляла —6, —8° в конце сентября). Это уменьшало поток тепла от нижних слоев

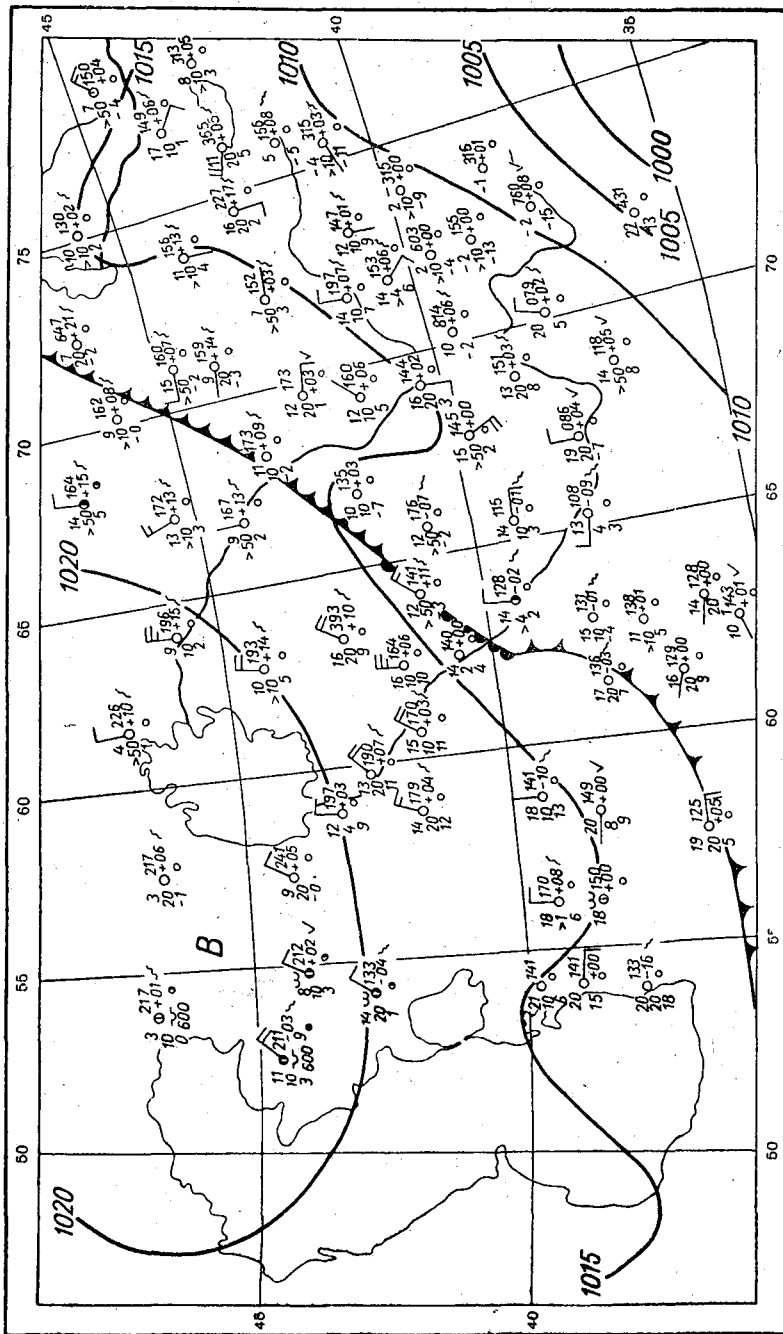


Рис. 3. Синоптическая карта за 03 часа 21/IX 1959 г.

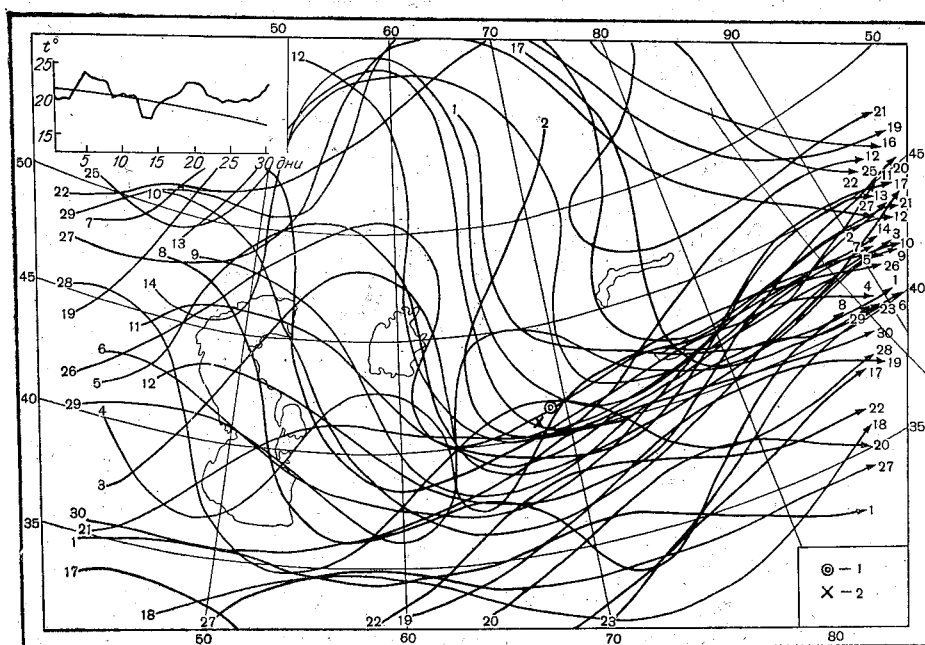


Рис. 4. Оси ПВФЗ за сентябрь 1957 г.

1 — Ташкент, 2 — Махталы. В левой верхней части рисунка приведен ход температуры в течение сентября 1957 г. и средняя многолетняя норма.

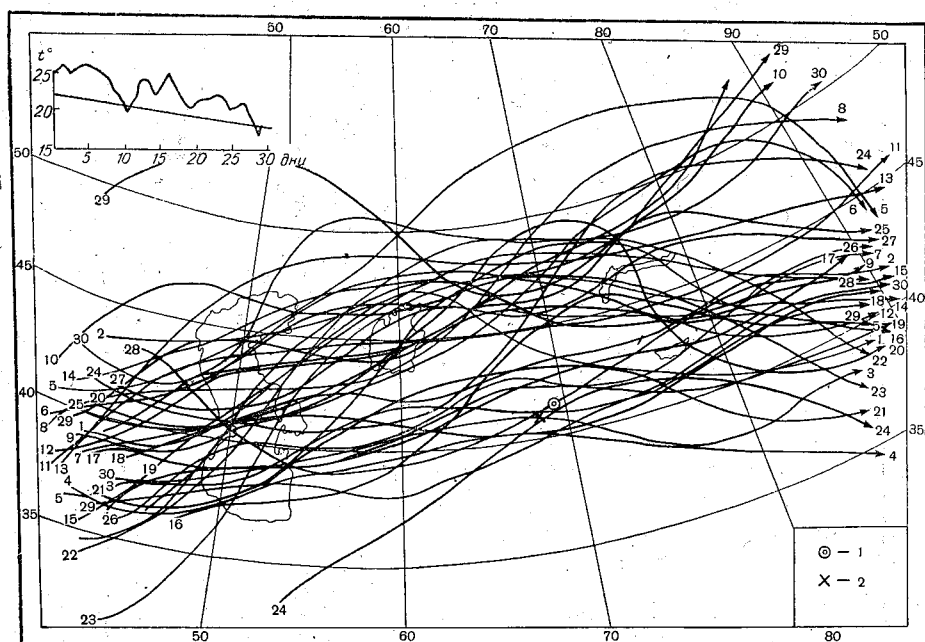


Рис. 5. Оси ПВФЗ за сентябрь 1959 г.

1 — Ташкент, 2 — Махталы. В левой верхней части рисунка приведен ход температуры в течение сентября 1959 г. и средняя многолетняя норма.

воздуха в верхние слои и благоприятствовало нагреванию приземного слоя. Поэтому в Махталы максимальные температуры от 20 к 22/IX росли при северо-северо-восточных ветрах.

23/IX продолжалось развитие прорвавшегося над Устюртом циклона. Затем он начал перемещаться на восток. За его холодным фронтом осуществлялось западное вторжение умеренного европейского воздуха на территорию Средней Азии. Серия наблюдений 9 совпала с этим вторжением. Через Махталы фронт прошел в 11—12 час. местного времени. Этот фронт, как и все прочие в этом месяце, относился к числу сухих и не сопровождался облачностью и осадками. Он хорошо был выражен в поле ветра и температуры, особенно на уровне AT_{850} . В Махталы это вторжение вызвало самые сильные ветры за весь период экспедиции (8—9 м/сек.).

Последняя серия наблюдений была проведена при разрушающейся и отступающей юго-западной периферии антициклона, которая установилась 25/IX 1959 г. вслед за западным вторжением 24/IX 1959 г. Эта периферия также характеризовалась спокойной безоблачной погодой.

В заключение необходимо остановиться на особенностях циркуляции в сентябре 1959 г., которые обусловили большую положительную аномалию температуры практически на всей территории Средней Азии. На рис. 4 приведены положения осей планетарных высотных фронтальных зон за сентябрь 1957 г., средняя температура которого в восточной части Средней Азии была в пределах нормы (среднемесячные аномалии температуры не превышали $\pm 1^\circ$). На рис. 5 приведены положения осей ПВФЗ за сентябрь 1959 г. При этом оси ПВФЗ, нанесенные на оба рисунка, снимались с карты AT_{200} и проводились как линии, на которых наблюдался минимальный градиент изогипс.

Сравнивая рис. 5 с рис. 4, можно видеть, что в аномально теплом сентябре 1959 г. оси ПВФЗ проходили, как правило, вдоль северных границ Средней Азии и рассматриваемая территория оказывалась под влиянием правой части ПВФЗ, где выносился тропический воздух. Как мы видели, в течение всего месяца в основном наблюдались западные вторжения с явно выраженным фронтолизом. Можно полагать, что в атмосфере в этом месяце преобладали характерные для правых частей ПВФЗ нисходящие течения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А., Джорджо В. А., Козик Е. М., Петросянц М. А., Пшеничный А. Я., Романов Н. Н., Чернышева О. Н. Синоптические процессы Средней Азии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1957.
2. Джорджо В. А. Материалы по аэрологической статистике холодных вторжений в Среднюю Азию. Труды ИММ АН УзССР, вып. 2, Ташкент, 1947.
3. Бугаев В. А., Фетисов К. Т. Синоптическая характеристика периода работы Пахта-Аральской экспедиции. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.

ВЛИЯНИЕ МАКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СТРОЕНИЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В АТМОСФЕРЕ

В работе получено распределение основных метеорологических элементов и характеристик турбулентности в пограничном слое путем решения совместной системы уравнений движения, притока тепла, диффузии водяного пара и теплопроводности почвы. Для замыкания системы использовано уравнение баланса энергии турбулентности в интегральной форме для всего пограничного слоя. Коэффициент турбулентности задан «моделью с изломом». На основании полученных формул даются оценки изменений профилей метеорологических элементов в пограничном слое и составляющих теплового баланса при изменении радиационного баланса, степени увлажнения деятельной поверхности и ее шероховатости.

Известно, что воздушные течения в пограничном слое атмосферы являются турбулентными. Это обстоятельство оказывает существенное влияние на весь механизм, формирующий нижние слои атмосферы. Турбулентное перемешивание влияет на вертикальные градиенты ветра, температуры и влажности; усиление турбулентности уменьшает все вертикальные градиенты, а ослабление увеличивает их. Имеется, однако, и обратное влияние, поскольку вертикальные градиенты ветра определяют возникновение вихревой энергии за счет основного движения, а вертикальные градиенты температуры определяют затраты энергии на работу против сил Архимеда. Таким образом, строго говоря, при отыскании вертикального распределения метеозлементов нельзя считать заданными характеристики турбулентности [1].

При корректной постановке задачи необходимо исходить из общих уравнений гидротермодинамики и, задавая некоторую систему внешних параметров, находить совместно профили метеозлементов и характеристики турбулентности как функции времени, координат и внешних параметров, определяющих заданные макрометеорологические условия. Такими параметрами является, например, геострофический ветер, напряжение коротковолновой радиации, температура и влажность в свободной атмосфере и др.

При стационарных условиях, о которых идет речь в настоящей работе, строение пограничного слоя описывается следующей системой уравнений:

$$\frac{d}{dz} k(z) \frac{du}{dz} + 2\omega_z v = 0, \quad (1)$$

$$\frac{d}{dz} k(z) \frac{dv}{dz} - 2\omega_z (u - V_g) = 0, \quad (2)$$

$$\frac{1}{2} \frac{d\bar{w}^2}{dt} = -\frac{g}{T} k \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right), \quad (3)$$

$$\frac{d}{dz} k \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{dQ}{dz} \right) = 0, \quad (4)$$

$$\frac{d}{dz} k \frac{dq}{dz} = 0, \quad (5)$$

$$a^2 \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial \zeta^2} = \frac{\partial \vartheta}{\partial t}, \quad (6)$$

$$\int_{z_0}^H k \left\{ \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] - \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) \right\} dz - D = 0. \quad (7)$$

Здесь u, v, w — компоненты скорости ветра, T — температура, q — удельная влажность, k — коэффициент турбулентности, z_0 — параметр шероховатости, H — высота пограничного слоя, V_g — геострофический ветер, $\frac{dQ}{dz}$ — лучистый приток тепла, D — полная для всего пограничного слоя диссипация энергии турбулентности в теплоту, ρc_p — объемная теплоемкость воздуха, ω_z — угловая скорость вращения земли, g — ускорение силы тяжести, γ_a — сухадиабатический градиент, ϑ — температура почвы, a^2 — температуропроводность почвы.

При решении системы уравнений должны выполняться следующие условия:

$$u|_{z=z_0} = v|_{z=z_0} = w|_{z=z_0} = 0, \quad (8)$$

$$u|_{z \rightarrow \infty} = V_g, \quad v|_{z \rightarrow \infty} = 0, \quad T|_{z=H} = T_H, \quad q|_{z=H} = q_H, \quad (9)$$

$$-k\rho c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) - Lk\rho \frac{dq}{dz} - a^2 \rho_1 c_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} = A + S - \sigma T^4, \quad (10)$$

$$q|_{z=0} = f_0 q_m(T_0), \quad (11)$$

$$\vartheta(t, \zeta)|_{\zeta=0} = \vartheta_0, \quad (12)$$

$$\vartheta(t, \zeta)|_{\zeta=d} = \vartheta_0, \quad (13)$$

$$\vartheta(t, \zeta)|_{\zeta=0} = T_0(t). \quad (14)$$

Здесь $A+S$ — радиация, поглощаемая деятельной поверхностью (A — длинноволновая, S — коротковолновая), σ — постоянная Стефана — Больцмана, $\rho_1 c_1$ — объемная теплоемкость почвы, d — толщина деятельного слоя почвы.

Лучистый приток тепла в атмосфере и диссипация энергии турбулентности в теплоту обычно существенно меньше других слагаемых в соответствующих уравнениях. На этом основании в большинстве работ указанными слагаемыми пренебрегают; мы учитываем их влияние приближенно.

Предполагается, что диссипация энергии турбулентности в тепло во всем пограничном слое составляет некоторую долю δ того количества вихревой энергии, которая поступает от энергии среднего движения. Такое предположение представляется естественным, поскольку, по крайней

мере качественно, и диссипация энергии турбулентности в теплоту и приращение энергии турбулентности за счет основного движения одинаково меняются с высотой. Влияние лучистого притока тепла может быть учтено изменением в уравнении притока тепла численного значения величины γ_a . В данной работе считалось, что лучистый поток линейно растет с высотой.

Если принять известными D и $\frac{dQ}{dz}$, то в приведенной системе семи уравнений, из которых одно (7) представляет собой интегральное соотношение, имеется семь неизвестных функций и один неизвестный параметр H — высота пограничного слоя.

Для определения H можно использовать решение уравнений (1) и (2) и найти H из условия

$$\left. \frac{d}{dz} (u^2 + v^2) \right|_{z=H} = 0. \quad (15)$$

Уравнение (7) нельзя брать в дифференциальной форме, так как тогда необходимо было бы ввести новую неизвестную функцию — диффузионный приток вихревой энергии (не говоря уже о том, что из-за существенной нелинейности задачи в такой постановке возникнут серьезные трудности математического характера). Поэтому для определения k должно быть введено дополнительное соотношение. Мы предполагаем, что наиболее рационально в настоящее время идти по линии аппроксимации профиля коэффициента турбулентности некоторой функцией высоты с произвольными параметрами. Исходя из известных соображений, примем, что для условий, близких к безразличному равновесию,

$$k(z) = \begin{cases} \frac{\gamma^2 c_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}} z = k_1 z & z_0 \leq z \leq h \\ \frac{\gamma^2 c_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}} h = k_1 h & h \leq z \leq H \end{cases} \quad (16)$$

Линейный рост k вблизи земной поверхности не вызывает сомнений. Что касается функции $k(z)$ в верхней части пограничного слоя, то здесь она мало исследована и можно быть уверенным лишь в том, что она остается конечной. Однако, выбирая произвольный пока параметр h так, чтобы удовлетворить интегральному соотношению (7), можно предполагать, что аппроксимация для всего слоя будет достаточно удовлетворительной. Из уравнений (1), (2) и (3) при коэффициенте, заданном уравнением (16), после интегрирования получаем:

$$u = V_g \Phi_1 \left(\frac{z}{h}; \frac{z_0}{h}; \frac{k_1}{\omega_z h} \right), \quad (17)$$

$$v = V_g \Phi_2 \left(\frac{z}{h}; \frac{z_0}{h}; \frac{k_1}{\omega_z h} \right), \quad (18)$$

$$\overline{w^2}(t) - \overline{w^2}(0) = \frac{2g}{T} P t. \quad (19)$$

В формуле (19) t — время, в течение которого вихри проходят некоторый путь Δz , т. е. $t = \frac{|\Delta z|}{|\overline{w}|}$. Эта формула может служить для определения турбулентного потока тепла.

Решение уравнения (3) можно записать также в виде

$$\bar{w}^3(z) - w^3(z) = \frac{g}{\rho c_p T} \int_{z_1}^z P(z) dz.$$

На основании уравнений для теплопроводности и диффузии водяного пара при известной температуре поверхности

$$-\frac{P}{\rho c_p} = k \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) \Big|_{z=z_0} = \frac{T_H - T_0 + H(\gamma_a - \Gamma)}{\frac{H}{k_1 h} \left(1 + \frac{h}{H} \ln \frac{h}{ez_0} \right)}, \quad (20)$$

$$-\frac{E}{\rho} = k \frac{dq}{dz} \Big|_{z=z_0} = \frac{f_H q_m(T_H) - f_0 q_m(T_0)}{\frac{H}{k_1 h} \left(1 + \frac{h}{H} \ln \frac{h}{ez_0} \right)}, \quad (21)$$

$$B = -a^2 \rho_1 c_1 \frac{d\vartheta}{dz} \Big|_{z=0} = \frac{\beta}{t} \int_0^t [\Gamma(0) - \vartheta_0] \left[1 - 2e^{-\frac{\pi a^2}{d^2}(t-\nu)} \right] d\nu \approx \approx \beta(T_0 - \vartheta_0). \quad (22)$$

Здесь $\Gamma = \frac{1}{c_p \rho H} \int_{z_0}^H \frac{Q(0) - Q(z)}{k} dz$ — параметр, характеризующий лучистый приток тепла, его можно определить, например, с помощью радиационных номограмм; $\beta = \frac{a^2 \rho_1 c_1}{d}$.

Из интегрального соотношения (7) получают

$$\frac{x^2(1-\delta)u_1 \sqrt{u_1^2 + v_1^2} V_g T}{\ln^2 \frac{z_1}{z_0} g} - H \left(\frac{\Gamma k_1 h}{1 + \frac{h^2}{H^2}} - \frac{P}{\rho c_p} \right) = 0. \quad (23)$$

Условие (15) на верхней границе пограничного слоя на основании (17) и (18) можно записать в следующем виде [2]:

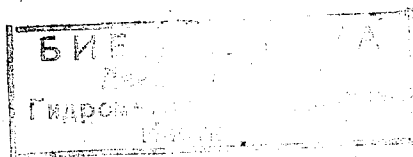
$$k_1 h = 0,2(H-h)^2 \omega_z. \quad (24)$$

При интегрировании уравнений теплопроводности и диффузии водяного пара временно принималась известной температура поверхности. Для ее нахождения используем уравнение теплового баланса. В нем будем считать заданным радиационный баланс, хотя, строго говоря, мы должны были бы задавать только поглощенную коротковолновую радиацию, поскольку потоки длинноволновой радиации зависят от профиля температуры и влажности в пограничном слое, т. е. от искоемых величин. Однако при известном потоке коротковолновой радиации решение может быть получено без особых трудностей последовательными приближениями.

Турбулентные потоки связаны следующим соотношением, из которого и определяется температура деятельной поверхности ($z=z_0$):

$$P + LE + B = R. \quad (25)$$

Таким образом, мы получили девять уравнений (17) — (25) для определения следующих девяти неизвестных величин: $u_1, \sqrt{u_1^2 + v_1^2}, w, T_0, h, H, \frac{P}{\rho c_p}, \frac{E}{\rho}, B$. Из этой системы уравнений находятся численно все неизвестные величины как функции внешних параметров ($R, V_g, T_H, f_H, r_0, \vartheta_0$) и некоторых размерных констант $\left(\gamma_a, \rho c_p, \rho_1 c_1, \frac{g}{T} \right)$. Рассчитав $T_0, h,$



H , u_1 , v_1 , нетрудно найти все искомые величины на любом уровне в пограничном слое атмосферы.

Полученные результаты позволяют не только выяснить особенности сложного механизма, который формирует пограничный слой атмосферы, но и проводить разносторонние расчеты прикладного характера, которые невозможно выполнить другим путем. Так, например, активные воздействия часто не меняют радиацию и метеорологические характеристики вне пограничного слоя и более или менее существенно влияют на такие величины, как β , f_0 , z_0 , альbedo деятельной поверхности; иногда внешние параметры изменяются в заранее известном отношении, например при рассеянии облачности. В этих случаях приведенное решение задачи может быть использовано для расчета изменений метеорологического режима. Необходимость в получении соотношений, связывающих характеристики пограничного слоя с макрометеорологическими параметрами, вызвана также особенностями современных методов предвычисления погоды, поскольку из-за трудностей, возникающих при учете притока тепла и турбулентного трения, современные гидродинамические методы прогнозов разрабатываются главным образом для свободной атмосферы.

Приведем сейчас некоторые примеры основных приложений.

а) Влияние радиационного баланса на строение пограничного слоя

Радиационный баланс является наиболее важным фактором, влияющим на строение пограничного слоя. С изменением радиационного баланса изменяется температурная стратификация и соответственно с ней

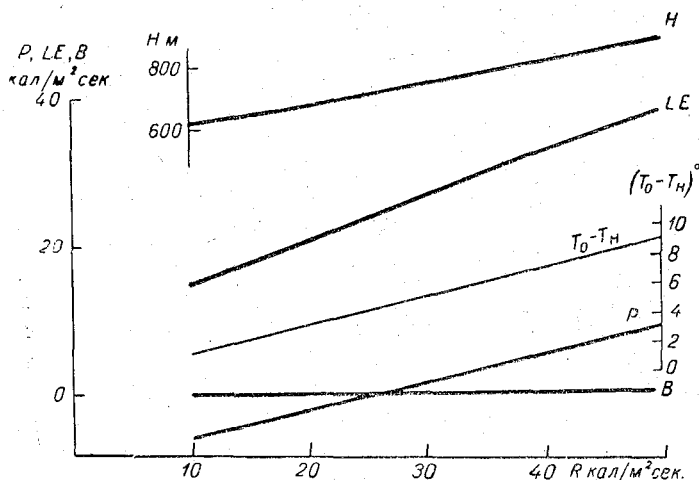


Рис. 1. Зависимость характеристик пограничного слоя от радиационного баланса.

устанавливается турбулентный обмен и профили остальных метеозлементов. На рис. 1 приводятся пределы изменений основных характеристик пограничного слоя для июля в условиях Ленинградской области при изменении радиационного баланса от 10 до 50 кал/м²·сек. Эти результаты представляют не только чисто научный интерес, но могут быть использованы для оценки эффективности активных воздействий, при которых на длительный период времени изменяются условия облачности. Так, например, график позволил рассчитать, что изменение дневной облачности на 1 балл (это соответствует увеличению радиационного ба-

ланса на 2—3 ккал/см²мес.) [3] изменит температуру подстилающей поверхности на 1,1°, на 2 балла — на 2,0°, на 3 балла — на 2,8°. Соответственно могут быть рассчитаны изменения турбулентного потока, затраты тепла на испарение и др.

б) Влияние степени увлажнения деятельной поверхности

Для районов, где проводятся мелиоративные работы, важно оценить, как с изменением увлажнения деятельной поверхности меняются затраты тепла на испарение и соответственно преобразовываются остальные поля метеоэлементов. На рис. 2 приводятся результаты расчетов, соответствующие условиям среднеазиатских пустынь. При орошении пустыни для достижения влажности 70% потребуется 4,5 тыс. м³/га мес. воды, температура деятельной поверхности понизится при этом на 6°; скорость ветра и коэффициент турбулентности изменятся очень мало.

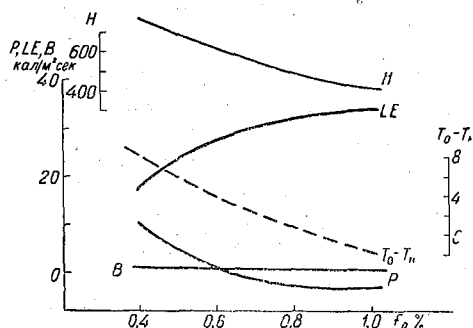


Рис. 2. Зависимость характеристик пограничного слоя от степени увлажнения деятельной поверхности.

в) Влияние шероховатости

Третий важный фактор — шероховатость — существенно влияет на скорость и направление ветра внизу. В зависимости от вариаций параметра шероховатости отношение скорости ветра на уровне 10 м к скорости геострофического ветра изменяется от 0,3 до 0,75, а угол отклонения направления — от 18 до 35°.

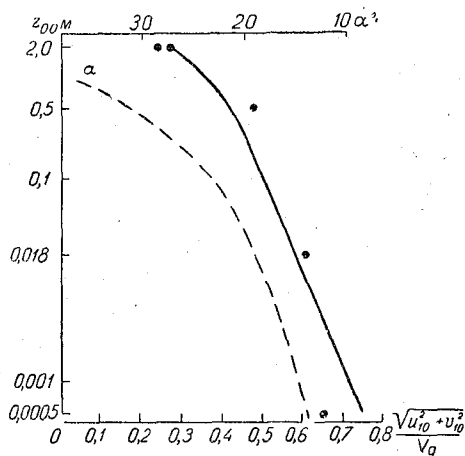


Рис. 3. Зависимость характеристик пограничного слоя от шероховатости.

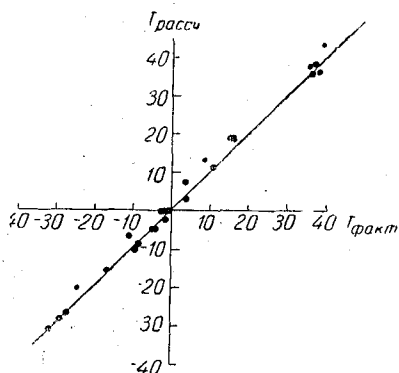


Рис. 4. Сравнение действительных и рассчитанных температур деятельной поверхности.

Полученный график, приведенный на рис. 3, позволяет определять по полю давления скорость и направление ветра внизу в самых различных условиях (над морем, городом, лесом и т. д.).

г) Согласованность теоретических расчетов с опытными данными

На рис. 4 сравниваются расчетные и фактические температуры для таких резко отличающихся районов, как Центральная Арктика, Ленинградская область и полупустыня Средней Азии. Согласованность рассчитанных и фактических турбулентных потоков и испарения для этих районов хуже, чем согласованность температуры. Объясняется это тем, что некоторые малоисследованные параметры (например, Γ) значительно сильнее влияют на потоки, чем на температуру поверхности. Поэтому для определения турбулентных потоков следует точнее учитывать лучистый приток тепла в атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Постановка задачи о стационарном строении пограничного слоя. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
2. Цейтин Г. Х., Орленко Л. Р. Стационарное распределение ветра, температуры и турбулентного обмена в пограничном слое воздуха при различных состояниях устойчивости. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
3. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1956.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ И ВОЗДУХА

В статье рассматривается вопрос о формировании температурного режима почвы и слоя воздуха от земли и до высоты 500 м.

Используя результаты синхронных наблюдений различными методами, удалось построить суточный ход распределения температуры во всем рассматриваемом слое, подсчитать величины вертикального температурного градиента по времени и высотам и вычислить суточные амплитуды.

Формирование температурного режима почвы и воздуха происходит под влиянием солнечной радиации, поступающей на деятельную поверхность. В связи с этим закономерности распределения температуры в значительной мере будут определяться интенсивностью радиации и свойствами подстилающей поверхности, а также интенсивностью переноса тепла в выше и ниже лежащие слои.

Как известно, имеется большое количество работ теоретического и экспериментального характера, посвященных вопросам температурного режима почвы и воздуха. Однако в большинстве теоретических работ обычно рассматривается отдельно или температура почвы, или температура воздуха, а в экспериментальных исследованиях в дополнение к такому разделению исследования температуры воздуха проводятся в приземном или в пограничном слое.

По материалам экспериментальных наблюдений Махталинской экспедиции имеется возможность совместного рассмотрения формирования температурного режима как почвы, так и воздуха, причем для последнего в довольно значительном по высоте слое, составляющем около 500 м.

Подобного рода работы в литературе неизвестны.

Методика наблюдений и обработки полученных материалов

Для измерения температуры воздуха в слое от поверхности до 500 м использовалась различная аппаратура: от поверхности до 50 м — термопары (на уровнях 0, 2, 5, 10, 25, 50 м), от 0,25 до 2 м — аспирационные психрометры (на уровнях 0,25; 0,5; 1 и 2 м), от 0,5 до 8 м — термометры сопротивления (на уровнях 0,5, 1, 2, 4, 8 м) и выше — метеорограф, подвешиваемый на привязном аэростате. Для обеспечения сравнения данных, полученных по разным приборам, проводились параллельные наблюдения на некоторых уровнях по двум смежным приборам; такими уровнями для термопар — психрометров были высоты 0,25 и 0,5 м, для психрометров — термометров сопротивления — 0,5, 1, и 2 м, для психрометров — метеорографа — 2 м.

В связи с тем, что, кроме аспирационных психрометров, использовалась нестандартная аппаратура, дадим краткое описание ее.

Термопары, изготовленные Н. В. Серовой и И. К. Долодоновой, представляли собой термобатареи из восьми спаев, составленных медью — константаном диаметром 0,1 мм, сопротивлением $r_{\text{конст}} = 31,4 \text{ } \Omega/\text{м}$, $R_{\text{медь}} = 0,3 \text{ } \Omega/\text{м}$. Длина проводов от «горячего» до «холодного» спая составляла 1,5 м. Пучок холодных спаев находился в почве на глубине 20 см, где температура измерялась термометром сопротивления; пучок термоспаев и термометр сопротивления были помещены в одном общем футляре, т. е. находились при одинаковой температуре. Провода медь — константан, идущие к термоспаям, находящимся в воздухе, были помещены в эбонитовые трубки диаметром 10 мм. Таких термометров было шесть, и каждый из них размещался в отдельной трубке, закопанной в почву на 20 см, а размер надпочвенной ее части соответствовал уровню измерения температуры. Из верхнего конца трубки выходили сами горячие спаи и идущие от них провода длиной 2 см; горячие спаи располагались по окружности (радиусом 2 см) в горизонтальной плоскости вокруг верхнего края трубки и на ее уровне. Измерение тока, создаваемого термобатареей, проводилось с помощью чувствительного зеркального гальванометра системы ГЗП-47. Градуировка термобатарей выполнялась в лабораторных условиях в сосудах Дьюара. Наблюдения по термопарам проводились следующим образом: в течение часа на каждом уровне выполнялось в общем по 40 отсчетов, причем они делались последовательно — три отсчета каждые 5 мин.; проводилась обработка средних за 10 мин. и средних за час.

Одним из основных вопросов при использовании термопар для измерения температуры является выявление влияния радиации на показания термопар, поскольку спаи имеют довольно большую массу и не защищены от непосредственного действия солнечных лучей. По-видимому, величина радиационной поправки в этом случае может иметь место, причем она будет тем больше, чем больше интенсивность радиации и меньше обмен. Выявление радиационной поправки проводилось двояким путем: во-первых, сравнением параллельных измерений по термопарам и аспирационным психрометром, а во-вторых, последовательными попеременными отсчетами по термопарам, затененным и освещенным солнцем, т. е. методом «солнце — тень». Данные сравнений по обоим методам показывают, что величина поправки разная в различное время суток и зависит от скорости ветра. Так, например, в табл. 1, приведены величины поправки, полученной методом солнце — тень для термопар, расположенных на уровнях 2, 5 и 50 см при двух различных интенсивностях солнечной радиации (I и II).

Таблица 1

Величины разностей температур, измеренных по термопарам, освещенным солнцем и затененным

	Высота (см)		
	2	5	50
I	3,1	2,4	1,2
II	2,0	2,1	1,5

Из этих данных видно, что величины радиационной поправки разные в зависимости от интенсивности солнечной радиации и очень сильно уменьшаются с высотой за счет увеличения обмена.

Значительно большее количество материала имелось при сравнении измерений, выполненных по термопарам и аспирационным психрометрам на двух уровнях: 25 и 50 см. В табл. 2 приведены средние часовые различия температур (по средним за 9 серий), измеренных по психрометрам и термопарам в течение суток.

Данные табл. 2 показывают, что температуры, измеренные по термопарам, отличаются от фактических главным образом за счет влияния радиации, так как имеют выраженный суточный ход. Различия в дневное время составляют очень большие значения, меняющиеся в зависимости от высоты солнца. Изменения различий с высотой определяются скоростью ветра. Наличие различий и в ночное время говорит об имеющейся систематической погрешности измерений по термопарам, которая, по-видимому, может быть связана как с различной инерцией, так и с иными условиями обмена по сравнению с аспирационными психрометрами. В связи с этим, очевидно, можно говорить о том, что измерения по термопарам даже при учете радиационной поправки выполняются с точностью около $0,2^\circ$ относительно измерений по аспирационным психрометрам.

Таблица 2

Среднечасовые разности температур, измеренных по аспирационным психрометрам и термопарам

Уровни измерений (см)	Часы суток												
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7
25	-1,6	-2,5	-2,6	-1,8	-1,5	-0,3	0,0	-0,3	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-1,5
50	-1,3	-1,9	-2,1	-1,7	-1,5	-0,2	0,0	-0,3	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-1,3

Для получения поправок к температурам, измеренным по термопарам, были использованы эмпирические зависимости их от скорости ветра и прямой радиации, представленные на рис. 1. Как видно из этого рисунка, наибольшие изменения поправки связаны с изменением прямой радиации, а заметное влияние скорости ветра обнаруживается лишь при малых ее значениях.

Практически введение поправки к отдельным отсчетам на разных уровнях осуществлялось посредством использования изолиний рис. 1 и измеренных величин прямой радиации, а также скорости ветра. Так как скорость ветра измерялась только на высотах 50 и 25 см, то для значений ее на уровнях 10, 5 и 2 см использовались экстраполированные по логарифмическому закону данные измерений на уровне 25 см.

Термометры сопротивления для измерения температуры воздуха были изготовлены по принципу, рекомендуемому Н. В. Кучеровым (Труды ГГО, вып. 37, 1952, вып. 77, 1958). Для их изготовления была использована медная проволока диаметром 0,05 мм, намотанная в виде пучка (сопротивление которого 250 ом при температуре 0°) и помещенная в футлярчик из винипласта (длина 30 мм, диаметр 4,2 мм). Измерение сопротивления термометров проводилось с помощью равновесного моста Уитстона типа МВЛ-47.

Термометры помещались в защиты от аспирационных психрометров с электрическими головками, для питания которых использовались аккумуляторы напряжением 12 в.

Сравнение показаний термометров сопротивления с показаниями обычных аспирационных психрометров показывает, что на уровнях, значительно удаленных от поверхности, различия в измерениях двумя при-

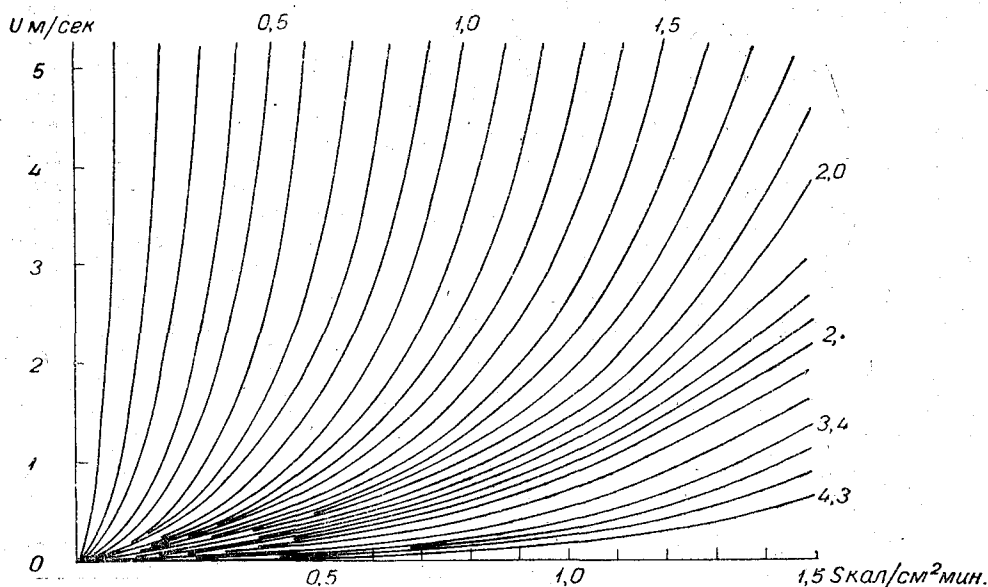


Рис. 1. Изолинии поправок к термометрам в зависимости от величины прямой радиации и скорости ветра.

борами невелики. Это видно из данных табл. 3, где приведены средние за 8 серий разности показаний психрометров и термометров сопротивления в отдельные часы суток на уровнях 1 и 2 м.

Таблица 3

Среднечасовые разности температур, измеренных по аспирационным психрометрам и термометрам сопротивления

Высота (м)	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
1	-0,4	-0,5	-0,5	-0,6	-0,2	-0,2	-0,8	-0,7	-0,7	-0,6	-0,6	-0,8
2	0,1	0,2	0,4	0,4	0,2	0,0	-0,2	-0,2	-0,4	0,3	-0,3	-0,2

При использовании аспирационных психрометров для измерения температуры следует обратить внимание лишь на методику измерений, которая состояла в следующем: в течение часа наблюдений по каждому психрометру проводился 21 отсчет по сухим термометрам и 11 — по смоченным. Отсчеты выполнялись с таким расчетом, что после смачивания или подзавода аспираторов они производились не ранее чем через 4 мин. Следует также отметить, что установка аспирационных психрометров проводилась на двух матчточках; на одной из них психрометры были

установлены горизонтально на уровнях 0,25, 0,5 и 1 м, а на второй устанавливался психрометр на уровне 2 м в вертикальном положении; для отсчета по нему пользовались стремянкой. Обработка материалов проводилась с усреднением за каждые 10 мин. и за 1 час.

Не вдаваясь в детали описания методики и аппаратуры аэростатного зондирования, которые изложены в статье П. А. Воронцова и В. И. Селицкой, отметим только некоторые его особенности применительно к условиям полупустыни.

Аэростатный метеорограф системы ГГО, помимо температуры, регистрировал также атмосферное давление, влажность воздуха, среднюю скорость ветра и горизонтальную составляющую его порывистости.

При выдержках прибора на земле и при его подъемах в условиях слабых скоростей ветра шахта прибора, где расположены приемники температуры и влажности, продувалась потоком воздуха от вентилятора со скоростью 2—2,5 м/сек. Подъемы прибора проводились синхронно с наземными наблюдениями через каждые два часа в виде круглосуточных серий. Начинались подъемы с 6 час. 30 мин., и последний подъем серии проводился в 6 час. 30 мин. следующего дня. Таким образом, в каждую серию входило 13 зондирований до высоты 500—600 м.

Продолжительность одного подъема составляла 1,5—1,6 часа. Во время подъема аэростат останавливался на высотах 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400 и 500 м на 4—5 мин. для того, чтобы уменьшить инерционные погрешности приемников температуры и влажности воздуха. При таком методе подъема запись получалась в виде ступенек. Для обработки выбирались точки в конце каждой площадки, а также особые точки, если они были отмечены или на ленте метеорографа, или по времени отметки наблюдателя. Всего было выполнено 130 подъемов.

Измерение температуры почвы проводилось термометрами сопротивления той же конструкции, что и измерение температуры воздуха; различия состояли только в том, что пучок медной проволоки помещался в металлический латунный футляр длиной 35 мм и диаметром 5 мм, внешняя поверхность которого была отникелирована. Сопротивление измерялось тем же равновесным мостом МВЛ-47. Термометры были установлены на глубинах 0, 2, 5, 10, 15, 20, 40, 80 и 160 см от поверхности почвы, причем на поверхности в двух повторностях, на глубине 2 см в четырех, на 5 см в трех, а на остальных в двух повторностях.

Методика измерений состояла в том, что в течение часа каждый термометр отсчитывался пять раз (каждые 15 мин.). Обработка данных выполнена по средним за час.

Как известно, наиболее дискуссионным является вопрос об измерении температуры поверхности почвы. В связи с тем что в экспедиции измерения проводились по приборам разной формы, инерции и принципов работы, представляет интерес провести сравнение полученных данных. Помимо термометров сопротивления и термопар, измерения проводились также по срочным ртутным термометрам.

Сопоставление в суточном ходе средних по всем 10 сериям синхронных наблюдений тремя методами показывает, как видно из табл. 4, что различия в измерениях разными приборами во все часы суток не превышают $1,5^{\circ}$ (за исключением срока 13 час. при сопоставлении с термопарами) с преобладанием разностей до 1° . Наблюдается смена знака разностей, связанная с величиной и знаком радиационного баланса: при больших положительных значениях радиационного баланса показания ртутных термометров выше, чем показания термоэлектрических, а при малых или отрицательных его значениях показания ртутных термометров ниже показаний термоэлектрических. По измерениям за отдельные сроки

колебания разностей в общем невелики. Так, температура, измеренная по термометрам сопротивления, отличалась от температуры, измеренной по ртутному термометру (всего было 130 случаев среднечасовых измерений), в 70% случаев менее чем на 1°, в 19% случаев от 1 до 2°, и лишь всего в 11% случаев разность превышала 2°; соответственно разность для ртутных термометров и термопар несколько выше по абсолютным значениям и составляла (из 115 случаев среднечасовых измерений) до 1° 50%, от 1 до 2° 37% и свыше 2° 13%. Эти данные показывают, конечно, довольно хорошую сходимость результатов измерений по трем различным приборам, которые были установлены в разных местах; различия в основном находятся в пределах естественной изменчивости температур, связанной с особенностями подстилающей поверхности.

Таблица 4

Суточный ход разности температуры поверхности почвы, измеренной по ртутным термометрам и термометрам сопротивления ($\Delta T'$) или термопарам ($\Delta T''$)

	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
$\Delta T'$	0,5	0,6	0,7	0,6	-0,8	-1,5	-1,3	-0,1	-0,6	-0,2	0,1	0,5
$\Delta T''$	-0,1	0,1	1,3	2,5	-0,2	-0,8	-1,3	-1,4	-1,3	-1,0	-0,8	-0,6

Имеющиеся в литературе данные по аналогичным материалам [1—6] довольно противоречивы по своему характеру, главным образом в отношении знака разности между показаниями ртутных и термоэлектрических термометров, а по сравнению с полученными в Махталинской экспедиции данными значительно отличаются по абсолютной величине, имея довольно высокие значения. По-видимому, хорошая сходимость показаний разных приборов в Махталинской экспедиции объясняется сравнительно однородным характером подстилающей поверхности, обеспечивающим возможность установки термометров для сравнения. Сами же конструктивные особенности термометров создают очень малые различия в температурах.

Весь материал среднечасовых наблюдений за температурой почвы и воздуха и данные аэростатных подъемов приведены в приложений (табл. III, VI). В табл. 5, 6 и 7 помещены средние за 10 суток данные измерений температуры почвы и воздуха.

Закономерности распределения температуры воздуха и почвы

Общее представление о внутрисуточном распределении температуры в 500-метровом слое воздуха и в почве до глубины 160 см можно получить из рис. 2¹, где представлены изоплеты температуры в примыкающих к поверхности слоях воздуха и почвы по средним за 10 суток наблюдений. Эти данные наглядно иллюстрируют, как происходит формирование температуры деятельного слоя почвы и воздуха под влиянием приходящей радиации. Прежде всего следует обратить внимание на различную мощность деятельных слоев почвы и воздуха (факт известный, однако до сих пор не имелось данных непосредственных сопоставлений):

¹ Следует отметить, что взято два масштаба шкалы ординат: один в почве от 0 до 160 см и в воздухе от 0 до 2 м, другой в воздухе выше 2 м.

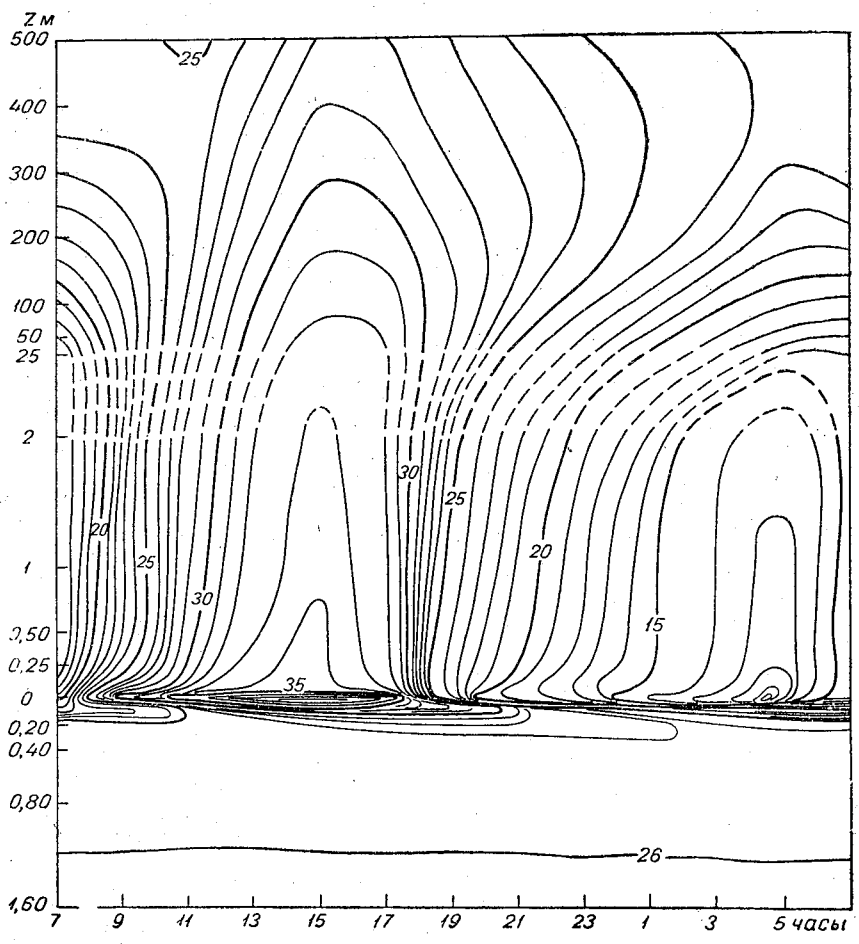


Рис. 2. Термонизоплеты почвы и воздуха.

Таблица 5

Температура воздуха на разных уровнях от 0,25 до 500 м
(по средним за 10 суток)

Часы	Высота (м)												
	0,25	0,50	1	2	8	25	50	100	150	200	300	400	500
7	15,6	15,6	15,5	15,6	15,6	15,6	17,0	18,8	20,5	22,1	24,0	25,2	26,0
9	23,2	23,0	22,6	22,5	21,7	21,5	21,8	21,7	22,5	23,6	24,9	25,6	25,8
11	29,8	29,4	29,0	28,7	27,7	26,8	26,6	26,0	25,7	25,6	25,4	25,2	24,9
13	33,6	33,1	32,5	32,1	31,4	30,7	30,4	30,0	29,5	28,9	28,0	27,2	26,6
15	34,6	34,2	33,8	33,2	32,8	32,6	32,2	31,8	31,3	30,7	29,9	29,0	28,1
17	32,5	32,4	32,4	32,1	—	32,4	32,0	31,6	31,0	30,6	29,6	28,7	28,0
19	24,5	24,8	25,1	25,6	26,9	28,1	28,7	29,1	29,0	28,7	28,0	27,3	26,5
21	20,3	20,6	21,0	21,6	23,4	24,3	25,8	26,8	27,2	27,3	26,9	26,4	25,7
23	17,9	18,2	18,5	19,0	20,6	21,7	23,3	24,6	25,1	25,8	25,9	25,5	25,0
1	15,9	16,1	16,4	16,7	17,8	19,5	21,0	22,6	23,6	24,3	24,8	24,8	24,3
3	13,7	14,0	14,2	14,6	16,0	17,7	19,2	20,9	22,1	23,2	24,2	24,4	24,0
5	12,1	12,4	12,8	13,4	14,7	16,1	17,9	19,3	20,8	21,6	23,0	23,6	23,5

если изменение температурного режима в почве происходит в слое 20—40 см, то в воздухе даже 500-метровый слой не является пределом для существенно выраженных колебаний температуры, вызванных изменениями радиационного баланса. Далее, наиболее сильное изменение температуры происходит в непосредственной близости от поверхности в слое как почвы, так и воздуха, причем если в слое почвы эти изменения более или менее известны, то для воздуха таких данных практически не существует.

Таблица 6

Температура почвы на глубинах 0—160 см (по средним за 10 суток)

Часы	Глубина (см)								
	0	2	5	10	15	20	40	80	160
7	18,0	16,9	19,3	22,2	24,4	25,6	26,6	26,4	25,4
9	34,3	23,9	22,2	22,5	23,9	25,1	26,7	25,6	25,4
11	46,7	33,1	28,2	25,1	24,4	25,0	26,6	26,6	25,4
13	50,8	39,2	33,5	28,5	25,8	25,4	26,4	26,6	25,4
15	46,4	40,6	36,3	31,2	27,7	26,4	26,3	26,6	25,4
17	34,5	36,6	35,1	32,0	28,9	27,3	26,2	26,6	25,4
19	23,3	29,9	31,5	31,1	29,3	28,0	26,3	26,5	25,4
21	18,6	25,4	28,1	29,2	28,9	28,1	26,4	26,5	25,4
23	16,2	22,3	25,3	27,4	27,9	27,8	26,4	26,3	25,3
1	14,2	20,3	23,3	25,8	27,0	27,3	26,6	26,3	25,3
3	12,3	18,5	21,7	24,4	26,2	26,8	26,6	26,4	25,3
5	10,5	16,8	20,1	23,3	25,2	26,1	26,6	26,4	25,3

Таблица 7

Температура воздуха в припочвенном слое воздуха 0—50 см
(по средним за 9 суток)

Часы	Высота (см)					
	0	2	5	10	25	50
7	17,0	14,8	14,8	15,2	15,2	15,2
9	34,3	25,0	24,1	24,0	23,3	22,7
11	45,3	32,8	31,7	30,9	30,1	29,3
13	48,4	36,1	35,0	34,3	33,1	32,4
15	45,0	36,0	35,2	34,9	34,0	33,6
17	33,3	31,3	31,4	31,5	31,5	31,3
19	22,8	23,1	23,3	23,4	24,0	24,3
21	18,8	19,1	19,5	19,6	19,9	20,3
23	16,4	17,0	17,2	17,4	17,7	18,0
1	14,5	15,0	15,2	15,3	15,6	15,8
3	12,6	12,9	13,1	13,2	13,5	13,7
5	11,2	11,5	11,7	11,8	12,1	12,3

Полученные материалы показывают, что по сравнению с температурой поверхности наиболее существенные изменения температуры воздуха отмечаются в слое, составляющем несколько сантиметров. Наглядное представление об этом дает табл. 8, где приведены послойные вертикальные температурные градиенты в град/100 м. Из этих данных видно, что в припочвенном слое воздуха как днем, так и ночью температурные градиенты отличаются от сухадиабатического на несколько порядков, причем наибольшие отличия наблюдаются в первых нескольких санти-

метрах у поверхности почвы. Выше 25 м значение вертикального температурного градиента близко к адиабатическому, за исключением случаев сильно выраженных инверсий в ночные и утренние часы, распространяющихся до высоты 200 м. Закономерности вертикального распределения температуры видны на рис. 3, где даны профили температуры воздуха (по средним за 10 суток) в отдельные часы суток в полулогарифмическом масштабе для слоя от 0,25 до 500 м, и на рис. 4, где приведено распределение температуры почвы до глубины 160 см и воздуха в припочвенном слое до высоты 50 см в линейном масштабе.

Если по данным о вертикальном распределении температуры в почве следует также, что слой суточных колебаний температуры невелик и со-

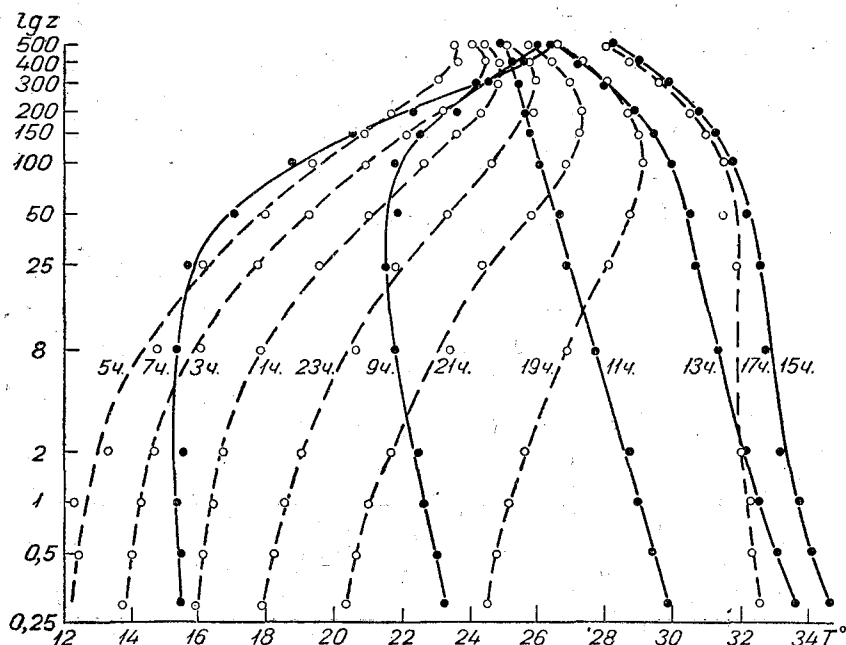


Рис. 3. Профили температуры воздуха в слое от 0,25 до 500 м за отдельные часы суток.

ставляет около 80 см и что наблюдается закономерное запаздывание наступления максимумов температуры с глубиной, то в распределении температуры воздуха особенности имеют другой характер. Именно за счет развитого обмена в воздухе совершается очень быстрое выравнивание температур начиная со слоев, примыкающих к поверхности. В основном распределение температуры воздуха в первых 25 м близко к логарифмическому закону, хотя даже и в этом слое замечается некоторое отклонение от логарифмического закона в сторону более увеличенных значений градиентов при инверсии и уменьшенных при неустойчивой стратификации. Однако для слоя воздуха выше 25 м распределение температуры существенно отличается от логарифмического в большую часть суток.

Интересно отметить, что по полученным данным можно проследить, как формируется температурный режим воздуха на разных уровнях. Так, при наступлении положительных величин радиационного баланса и повышении температуры почвы (около 7 час.) очень быстро начинают прогреваться нижние слои воздуха до 20—25 м, однако на более высоких

Значение вертикального температурного градиента γ в разных слоях воздуха (град/100 м)

Часы	Слой (м)												400—500	300—400	200—300	150—200	100—150	50—100	25—50	8—25	2—8	1—2	0,5—1	0,25—0,5	0,1—0,25	0,05—0,1	0,02—0,05	0,0—0,02																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
7	1·10 ⁵	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,

уровнях в это время еще сохраняется ночной режим. С течением времени влияние поверхности распространяется все выше, и лишь к 11 час. весь слой до 500 м начинает подчиняться общему режиму. Но далее вновь обнаруживаются различия в закономерностях вертикального распределения температуры. Именно если в первых 25 м можно отметить небольшое отклонение от логарифмического закона в сторону уменьше-

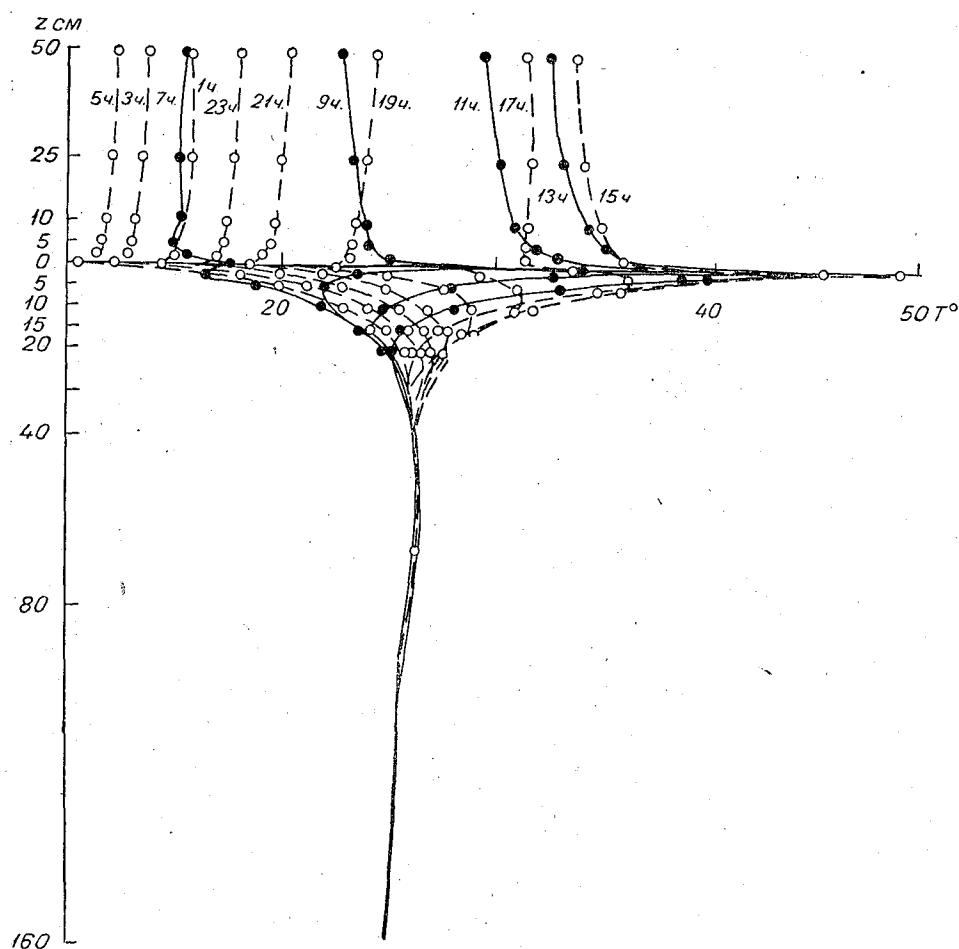


Рис. 4. Профили температуры почвы и припочвенного слоя воздуха в отдельные часы суток.

ния температурных градиентов, то в верхних слоях наблюдается очень сильное отклонение от логарифмического закона.

При понижении температуры поверхности температура воздуха в нижнем слое также очень быстро начинает уменьшаться и наблюдается инверсия температуры, мощность слоя которой меняется в течение ночного периода от 50 м в 19 час. до 500 м в 6 час. В большую часть суток (от 17 до 7 час.) наблюдается разный знак вертикального температурного градиента для более низких и более высоких слоев воздуха, причем высота излома профиля меняется в течение суток. Это связано с некоторым «запаздыванием» времени наступления температур на разных уровнях, определяемым интенсивностью обмена. Этим же объясняется

и изменение суточных амплитуд с высотой. Так, из табл. 9 следует, что если в почве суточные амплитуды затухают на глубине около 1 м, то в воздухе еще на высоте 500 м амплитуда суточного хода составляет около 5° для средних данных, однако при слабых скоростях ветра, например в сериях 5 и 7, она уменьшается до 2°, а при значительных скоро-

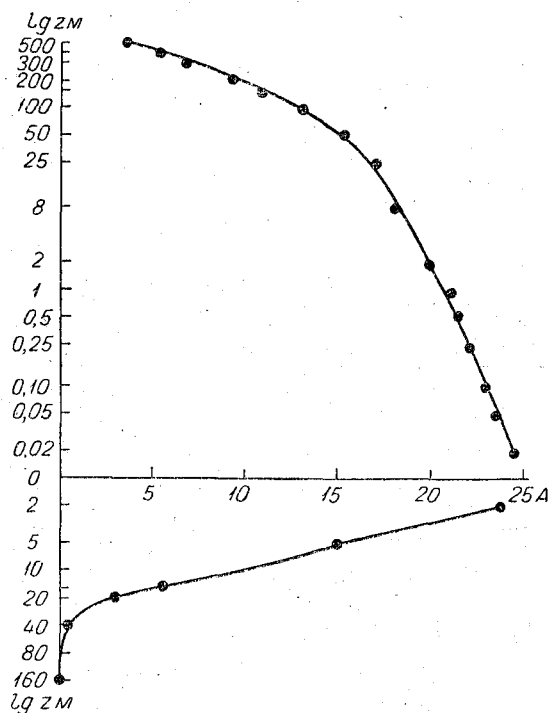


Рис. 5. Изменение с высотой суточной амплитуды температуры воздуха и почвы.

стях (в серии 10) возрастает до 6—8°. Изменение амплитуды с высотой представлено в полулогарифмическом масштабе на рис. 5 от высоты 2 см для воздуха и 2 см для почвы.

Таблица 9

Суточные амплитуды A температуры почвы и воздуха

		Почва								
Глубина (см)		0	2	5	10	15	20	40	80	160
A		30,3	23,8	15,0	9,8	5,4	3,1	0,5	0,2	0,1
		Воздух								
Высота (м)		0,02	0,05	0,10	0,25	0,50	1	2	8	25
A		24,6	23,5	23,1	21,9	21,3	21,0	19,8	18,1	17,0
Высота (м)		50	100	150	200	300	400	500		
A		15,2	13,0	10,8	9,1	6,9	5,4	4,6		

Из этих данных следует, что в приземном слое воздуха в среднем до высоты 25 м суточная амплитуда температуры воздуха изменяется про-

порционно логарифму высоты; выше этого слоя амплитуда быстро затухает с высотой. В почве аналогичный воздушному слой составляет около 40 см.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха (пер. с английского). ИЛ, 1960.
2. Пенкевич М. С. Опыт определения температуры поверхности почвы с помощью безынерционных термометров. Изв. ГГО, № 2, 1930.
3. Чудновский А. Ф. Термосетка для измерения температуры поверхности почвы. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 24, 1946.
4. Зубенок Л. И. К методике измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 6, 1947.
5. Воробьев И. Е. Некоторые данные измерения температуры поверхности почвы различными методами. Труды ГГО, вып. 52, 1955.
6. Логинова З. А. К вопросу о температуре подстилающей поверхности. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук. ЛГУ, 1956.
7. Воронцов П. А., Селицкая В. И. Методика аэростатного зондирования атмосферы. Труды ГГО, вып. 51, 1955.
8. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1960.
9. Калесникова В. Н. Некоторые особенности турбулентного перемешивания в нижнем километровом слое атмосферы. Изв. АН УзССР, сер. физ.-мат., № 3, 1957.

Б. А. АЙЗЕНШТАТ, У. И. АНТРОПОВА,
В. П. ГРАЧЕВА, Т. А. ОГНЕВА, Н. В. СЕРОВА

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье проводится обобщение материалов по тепловому балансу деятельной поверхности, полученных в Махталинской экспедиции.

Радиационный баланс

Экспериментальные данные по радиационному балансу и его составляющим были получены с помощью как стандартной аппаратуры по принятой методике, так и некоторых специальных приборов. В качестве стандартной аппаратуры применялись термоэлектрические актинометр, балансомер и альбедометр; измерения по этим приборам выполнялись согласно действующему руководству [6]. Количество сроков наблюдений отличалось от рекомендуемых в руководстве, так как наблюдения выполнялись в сроки, синхронные для всех других экспедиционных измерений в нечетные часы суток. Продолжительность актинометрических наблюдений составляла 1 час; за это время выполнялись три серии наблюдений по 15 мин. каждая. Среднечасовые интенсивности, включающие осредненные данные из трех серий, приведены в табл. I приложения.

Определение величины радиационного баланса производится методом гелиокомпенсации¹ [2], исключаяющим влияние скорости ветра на чувствительность балансомера.

Определение величины радиационного баланса данным способом проводилось балансомером Б. А. Айзенштата, представляющим собой видоизмененную конструкцию балансомера Лютерштейна-Скворцова. Кроме того, измерение величин радиационного баланса и отдельных длинноволновых потоков проводилось с помощью дифференциального балансомера [4], преимущество которого, помимо возможности раздельного измерения потоков, состоит также в исключении влияния ветра. Сравнимость получаемых величин можно показать на следующих материалах. На рис. 1 приведена связь среднечасовых интенсивностей радиационного баланса в кал/см² мин., полученных сетевым методом (ось ординат) и методом гелиокомпенсации (ось абсцисс). Эти данные указывают на наличие небольших расхождений в измерениях двумя методами.

¹ Экспериментальные данные по методу компенсации, так же как и непосредственные измерения турбулентного потока тепла, выполнены студенткой САГУ Л. И. Кем и обобщены ею в дипломной работе.

Измерения, выполненные с помощью дифференциального балансомера, дают величины, даже несколько большие, чем полученные по термоэлектрическому балансомеру, что видно, например, из табл. 1, где приведены средние разности величин радиационного баланса, измеренные по этим двум приборам.

Все это дает основание полагать, что, по-видимому, для общей характеристики сумм радиационного баланса и его составляющих следует использовать данные, полученные общепринятым методом.

В табл. 2 и 3 приведены основные данные, характеризующие суточный ход и суммы радиационного баланса и его составляющих в период работы экспедиции.

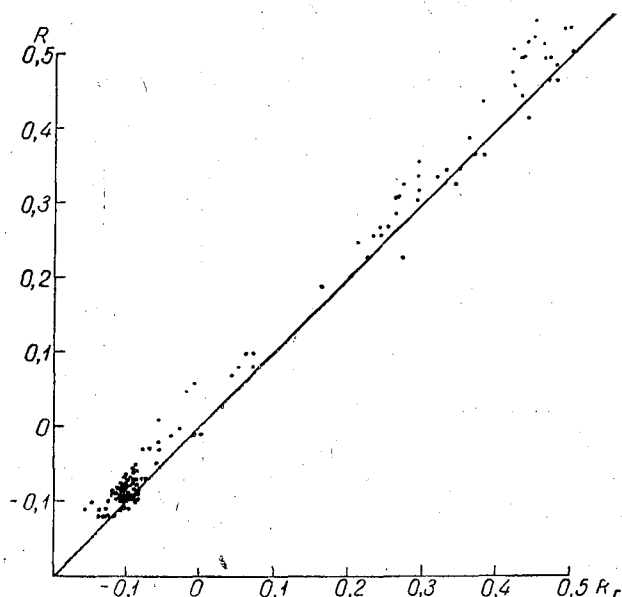


Рис. 1. Связь среднечасовых интенсивностей радиационного баланса, измеренных по термоэлектрическому балансомеру R и методом гелиокомпенсации R_r .

Из приведенных данных следует, что суточные суммы радиационного баланса полупустынной поверхности для сентября невелики, составляют около 130 кал/см^2 сутки, хотя суммы приходящей коротковолновой радиации в этот период еще довольно значительные — более 500 кал/сутки . Однако отражательные свойства поверхности (альбедо около 35%) и большое эффективное излучение приводят к значительным суточным суммам радиационного тепла, приходящего за сутки к деятельной поверхности. Изменчивость величин радиационного баланса, что видно из табл. 3, в течение месяца определялась главным образом астрономическими факторами, чем объясняется и общее уменьшение приходящей к поверхности солнечной радиации и соответственно изменение величин радиационного баланса. Максимальные значения радиационного баланса, по-видимому, приходится на полуденные часы, хотя по имеющимся данным измерений в сроки (наблюдения в полдень отсутствуют) наибольшие величины приходится на 11 час. Асимметрия суточного хода как радиационного баланса, так и его составляющих связана с уменьшением прозрачности атмосферы в послеполуденное время.

Суточный ход разности величин радиационного баланса, полученных по термоэлектрическому и дифференциальному балансомерам

Часы											
7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
0,01	-0,05	-0,05	-0,07	0,01	-0,02	-0,03	-0,02	-0,01	0,0	-0,03	0,0

Таблица 2

Суточный ход величин радиационного баланса и его составляющих (кал/см² мин.) по средним за 10 суток

[illegible]

Таблица 3

Суммы составляющих радиационного баланса в кал/сутки
по отдельным сериям

Величины	№ серии									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>R</i>	145	160	140	130	125	115	115	135	140	95
<i>S'</i>	460	370	465	385	460	390	425	415	330	320
<i>D</i>	110	160	90	135	95	125	95	95	155	135
<i>Q</i>	570	530	555	520	555	515	520	510	485	455

Теплообмен с почвой

Величины теплообмена деятельной поверхности с ниже лежащими слоями почвы определялись на основании измерений вертикального распределения температуры почвы и изменения его со временем, а также измерений теплофизических характеристик почвы. Метод измерения температуры почвы изложен в работе П. А. Воронцова, Т. А. Огневой и Н. В. Серовой, помещенной в данном сборнике.

Теплофизические характеристики почвы (теплопроводность, температуропроводность и объемная теплоемкость) измерялись специальным прибором [5]. Методика и результаты этих измерений изложены в статье И. Г. Горбуновой и Н. В. Серовой, помещенной в настоящем сборнике.

Таблица 4

Суточный ход величины теплового потока через поверхность почвы
(кал/см² мин.) по отдельным сериям

№ серии	Часы											
	8	10	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6
1	0,12	0,20	0,18	0,09	-0,05	-0,07	-0,14	-0,08	-0,07	-0,06	-0,08	0,00
2	0,10	0,14	0,14	0,12	-0,09	-0,11	-0,06	-0,10	-0,08	-0,05	-0,08	-0,10
3		0,18	0,15	0,07	-0,08	-0,08	-0,09	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06	0,00
4	0,12	0,19	0,18	0,10	-0,02	-0,10	-0,10	-0,10	-0,08	-0,09	-0,05	-0,01
5	0,12	0,17	0,20	0,09	-0,04	-0,13	-0,11	-0,10	-0,08	-0,07	-0,07	-0,08
6	0,11	0,18	0,15	0,11	-0,02	-0,09	-0,13	-0,08	-0,05	-0,06	-0,06	-0,02
7	0,11	0,19	0,16	0,09	-0,04	-0,14	-0,10	-0,09	-0,10	-0,10	-0,05	-0,02
8	0,13	0,21	0,16	0,06	-0,02	-0,09	-0,10	-0,08	-0,06	-0,09	-0,09	-0,08
9	0,09	0,15	0,14	0,07	-0,02	-0,08	-0,07	-0,07	-0,08	-0,05	-0,06	-0,03
10	0,12	0,20	0,16	0,05	-0,05	-0,10	-0,07	-0,10	—	—	-0,03	-0,03
Среднее	0,11	0,18	0,16	0,08	-0,04	-0,10	-0,10	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06	-0,04

Потоки тепла, проходящие через поверхность почвы, получены расчетным путем по методике Г. Х. Цейтина [8]. Результаты расчетов потоков тепла через поверхность почвы в суточном ходе за каждую серию приведены в табл. 4. Полученные данные показывают, что, несмотря на осенний период, поток тепла через поверхность почвы имеет выраженный суточный ход с максимальными величинами потоков, направленных в почву, в предполуденное время и наибольшей теплоотдачей почвы в период захода солнца. Смена знака потока наблюдается в 15 и 7 час. Период прогревания почвы составляет 8 час., а период теплоотдачи — в два

раза больше. Однако интенсивность потоков при прогревании почвы и при охлаждении ее разная (составляет в среднем за тот и другой периоды 0,127 и 0,0675 кал/см² мин. соответственно). Поэтому суммы тепла за периоды прогревания и выхолаживания почти одинаковы (в среднем 61 и 65 кал. соответственно) и, следовательно, почва в сентябре находится в термическом равновесии.

Турбулентный теплообмен

Величины турбулентного потока тепла могут быть получены тремя способами:

1) путем непосредственного измерения с помощью специального прибора [1];

2) как остаточный член из уравнения теплового баланса при известных значениях величин радиационного баланса и потока тепла в почву и пренебрежимо малых значениях испарения с совершенно высушенной поверхности (влажность почвы в слое 0—10 см составляла 0,9% и лишь на глубине 40—50 см достигала 5,4%);

3) методом турбулентной диффузии, основанным на использовании данных по коэффициенту обмена и распределению температуры воздуха в приземном слое.

Как известно, наиболее распространенным методом определения коэффициента обмена в приземном слое является способ, в котором используется полуэмпирическая теория турбулентности; основными экспериментальными материалами при этом служат данные по вертикальному распределению скорости ветра. В Махталинской экспедиции данные по профилю ветра в приземном слое до высоты 13,2 м были получены посредством известной методики [7], использующей электроконтактные анемометры, устанавливаемые на легких мачтах; показания анемометров регистрируются.

Особенностью наблюдений за распределением скорости ветра в Махталинской экспедиции являлось то, что анемометры были установлены начиная с высоты 12,5 см от земной поверхности, т. е., по существу, с минимальной для данного типа анемометров высоты. Возможность такой установки определилась характером подстилающей поверхности, которая представляла собой сухую твердую гладкую лёссовую поверхность, имеющую, правда, некоторое количество почти совершенно высохших легко продуваемых растений. Эти растения под действием ветра систематически отрывались от корневой системы и переносились по полупустыне, поэтому покрытость поверхности такими растениями менялась с общей тенденцией к уменьшению. Для выяснения вопроса о случайном влиянии на показания анемометров на небольших высотах высохших растений анемометры на уровне 25 см были установлены в двух повторностях; однако расхождения показаний по среднечасовым данным не превышали 0,1 м/сек. Результаты наблюдений за распределением скорости ветра в виде среднечасовых значений скорости ветра на уровнях 0,125, 0,25, 0,5, 1,2, 4,8, 8,2 и 13,2 м за отдельные сроки наблюдений по 10 сериям помещены в табл. V приложения.

В табл. 5 приведены средние за 10 суток данные по профилю ветра за отдельные сроки.

Эти же данные представлены на рис. 2 в полулогарифмических координатах (по оси y отложен логарифм высоты, по оси x — скорость ветра со смещением нуля для профилей за отдельные сроки).

Изображенные профили соответствуют обычному представлению об обобщенном степенном законе [3] с выполнением логарифмического рас-

пределения в переходные часы (7 и 17 час.), уменьшением вертикального градиента скорости в дневное время и резким увеличением его в ночные часы. Существенно отметить, что указанная закономерность вертикального распределения наблюдается до очень близкого к поверхности земли уровня (12,5 см).

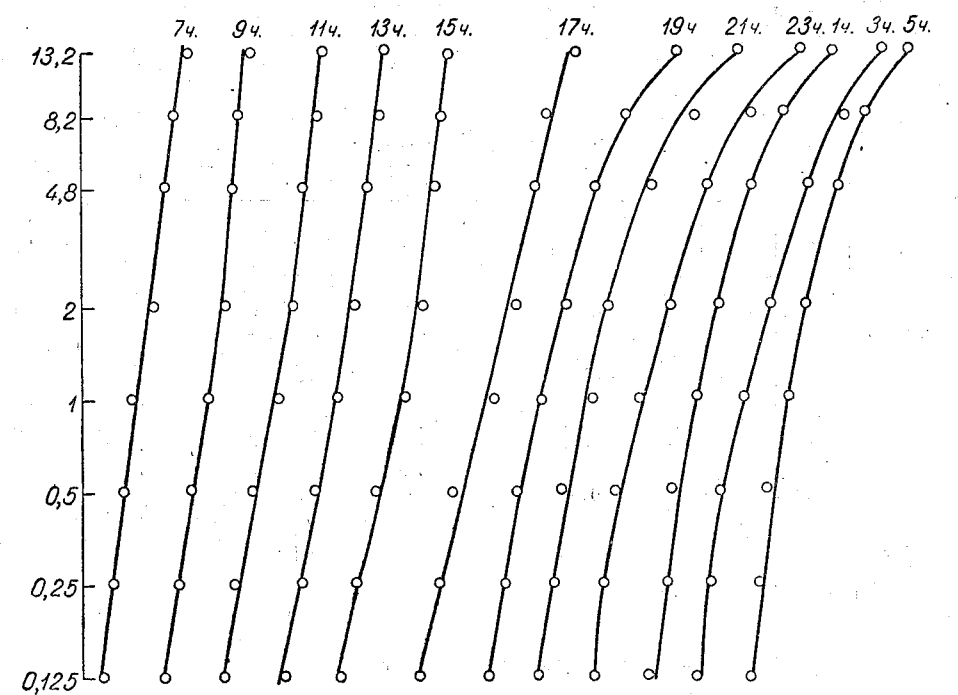


Рис. 2. Профили ветра в отдельные часы (по средним данным за 10 суток).

Значения параметра ϵ , характеризующего степень отклонения профиля ветра от логарифмического и зависящего от термической стратификации, представлены в табл. 6 как для отдельных сроков наблюдения во все серии, так и в среднем за 10 серий.

Таблица 5
Данные по вертикальному распределению скорости ветра над полупустыней (по средним за 10 суток)

Часы	Высота (м)							
	0,125	0,25	0,50	1,0	2,0	4,8	8,2	13,2
7	1,2	1,4	1,6	1,8	2,1	2,3	2,5	2,7
9	1,7	2,0	2,2	2,5	2,8	2,9	3,0	3,2
11	2,2	2,4	2,7	3,1	3,4	3,6	3,8	3,9
13	2,2	2,5	2,7	3,1	3,4	3,6	3,8	3,9
15	2,1	2,4	2,7	3,2	3,5	3,7	3,8	3,9
17	2,4	2,7	2,9	3,6	4,0	4,3	4,5	5,0
19	1,0	1,3	1,5	1,9	2,3	2,8	3,3	4,1
21	0,8	1,1	1,2	1,7	2,0	2,7	3,4	4,1
23	1,2	1,4	1,6	2,0	2,5	3,1	3,8	4,6
1	1,1	1,4	1,5	1,9	2,3	2,8	3,3	4,1
3	0,9	1,1	1,3	1,7	2,1	2,7	3,3	3,9
5	0,7	0,9	1,0	1,4	1,7	2,2	2,6	3,3

Данные по параметру ε указывают на существенные отклонения профилей ветра в приземном слое от логарифмических, особенно в периоды выраженных инверсий и сверхадиабатических градиентов. Сопоставление средних значений параметра ε с величиной $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ (где $\Delta T = T_{0,2} - T_{1,5}$), пропорциональной числу Ri, проведенное в табл. 7, показывает, что имеется довольно тесная связь между этими величинами, хотя в абсолютных значениях за отдельные часы имеются и некоторые расхождения.

Таблица 6

Величины параметра ε

№ серии	Часы												
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7
1	—	—0,05	—	—0,10	—0,30	—	0,30	—	0,30	0,30	0,25	0,15	0,0
2	0,0	0,0	—0,10	—0,10	—0,15	0,0	0,0	0,40	0,50	0,50	0,15	—	0,0
3	—0,10	—0,30	—0,20	—0,30	—0,30	0,10	0,10	0,35	0,50	0,50	0,50	0,35	—0,10
4	0,0	0,0	—0,30	—0,30	—0,30	0,15	0,30	0,50	0,40	0,30	0,30	0,30	0,0
5	0,0	—0,10	—0,20	—0,20	—0,25	—0,15	0,0	0,20	0,35	0,40	0,50	0,25	0,0
6	0,0	—0,15	—0,10	—0,10	—0,10	0,0	0,40	0,40	0,10	0,0	0,0	0,0	0,0
7	0,0	0,0	0,0	—0,10	—0,25	—0,20	0,15	0,20	0,50	0,40	0,50	0,0	0,0
8	0,15	0,0	0,0	—0,10	—0,25	0,30	0,30	0,50	0,50	0,35	0,30	0,0	0,0
9	0,0	—0,10	—0,20	—0,10	—0,20	—0,10	0,30	0,25	0,35	0,20	0,25	0,30	0,0
10	0,0	—	0,0	—0,30	—0,20	0,0	0,35	0,50	0,40	0,40	0,50	0,20	0,0
Среднее	0,0	—0,08	—0,11	—0,17	—0,23	0,0	0,22	0,37	0,39	0,34	0,32	0,17	—0,01

Таблица 7

Средние значения параметра ε и $\frac{\Delta T}{u_1^2}$

Величины	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
ε	0,0	-0,08	-0,11	-0,17	-0,23	0,0	0,22	0,37	0,39	0,34	0,32	0,17
$\frac{\Delta T}{u_1^2}$	0,0	0,10	0,10	0,14	0,11	0,02	-0,25	-0,35	-0,22	-0,19	-0,24	-0,51

Параметр шероховатости поверхности при равновесных условиях z_{00} оказался равным 0,5 см, что указывает на значительную сглаженность поверхности и малое влияние на шероховатость хорошо продуваемых сухих растений. Зависимость параметра шероховатости от стратификации заметна; например, в 11 час. $z_0 = 0,7$ см, а в 15 час. $z_0 = 2$ см. Используя данные параметра ε из табл. 6, скорости ветра на высоте 1 м (табл. V приложения) и определяемые по вертикальному распределению скорости ветра значения $\operatorname{tg} \alpha = \frac{u_1 \varepsilon}{z_1^* - z_0^*}$, рассчитали для всех серий величины коэффициента турбулентности на высоте 1 м по выражению

$$K_1 = x^2 \left(1 - \frac{u_1 \varepsilon}{\operatorname{tg} \alpha} \right)^2 \operatorname{tg} \alpha,$$

$$\text{где } x = \frac{0,40}{1 - 1,7\varepsilon}.$$

Полученные материалы по суточному ходу K_1 для всех серий приведены в табл. 8.

Среднее суточное значение коэффициента турбулентности на высоте 1 м оказалось равным $0,078 \text{ м}^2/\text{сек}$. Максимальные величины падали на полуденные и послеполуденные часы и были связаны с наибольшими значениями скорости ветра и значительной температурной неустойчивостью. Ночью турбулентный обмен сильно ослаблен. Полученные величины могут характеризовать условия обмена в период экспедиционных исследований, а также могут быть использованы для расчетов турбулентных потоков.

Таблица 8

Суточный ход коэффициента турбулентности $K_1 \text{ м}^2/\text{сек}$ по отдельным сериям

№ серии	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
1	0,036	0,059	0,070	0,134	0,306	0,117	0,015	0,010	0,010	0,015	0,020	0,030
2	0,098	0,083	0,295	0,250	0,350	0,153	0,093	0,000	0,000	0,000	0,005	0,040
3	0,120	0,275	0,209	0,306	0,242	0,055	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005
4	0,031	0,038	0,261	0,258	0,233	0,050	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
5	0,055	0,074	0,095	0,132	0,180	0,107	0,001	0,025	0,005	0,001	0,001	0,005
6	0,074	0,158	0,209	0,168	0,164	0,075	0,010	0,005	0,050	0,092	0,124	0,069
7	0,042	0,026	0,042	0,111	0,182	0,129	0,000	0,020	0,001	0,001	0,005	0,005
8	0,024	0,029	0,032	0,132	0,245	0,010	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
9	0,070	0,245	0,450	0,264	0,291	0,288	0,030	0,005	0,003	0,001	0,001	0,000
10	0,020	0,020	0,020	0,204	0,148	0,058	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Среднее	0,057	0,101	0,168	0,196	0,234	0,104	0,016	0,007	0,007	0,011	0,015	0,016

Возвратимся к вопросу об определении турбулентного теплообмена между поверхностью и выше лежащими слоями воздуха. Результаты непосредственного измерения этой величины приведены в табл. 9.

Таблица 9

Суточный ход величин турбулентного потока тепла по непосредственным измерениям

№ серии	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
1	0,04	0,22	0,30	0,28	0,24	-0,02	0,00	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03
2	0,04	0,22	0,33	0,29	0,18	0,05	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
3	0,06	0,24	0,34	0,33	0,19	0,03	-0,02	-0,02	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02
4	0,02	0,14	0,26	0,23	0,14	0,01	-0,03	-0,03	-0,02	-0,03	-0,03	-0,03
5	0,04	0,18	0,26	0,27	0,18	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01
6	0,04	0,16	0,31	0,28	0,16	-0,04	-0,03	-0,03	-0,04	-0,03	-0,03	-0,02
7	0,02	0,12	0,28	0,29	0,17	-0,01	-0,03	-0,04	-0,03	-0,01	-0,02	-0,02
8	0,03	0,18	0,25	0,26	0,17	-0,03	-0,02	-0,03	-0,02	-0,03	-0,02	-0,02
9	0,01	0,15	0,26	0,29	0,08	0,04	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
10	0,02	0,11	0,20	0,24	0,12	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,02	-0,02
Среднее	0,03	0,17	0,27	0,28	0,16	0,0	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02

Представленные в табл. 9 материалы дают основную характеристику интенсивности турбулентного теплообмена в период работы экспедиции. Они в значительной мере согласуются как с величинами, определяющими

их (суточный ход коэффициента турбулентности — табл. 8 и разности температуры воздуха в слое 0,5 — 2 м — табл. 10), так и с данными, полученными другими методами; последние приведены для средних из 10 серий по срокам в табл. 11.

Таблица 10

Суточный ход разности температуры воздуха в слое 0,5—2,0 м

№ серии	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
1	0,0	0,8	0,7	1,6	0,9	0,1	-0,6	-0,6	-0,4	-0,3	-0,2	-0,7
2	-0,2	0,7	0,5	0,8	1,0	0,4	-0,3	-0,6	-0,5	-0,4	-0,6	-2,2
3	0,0	0,3	1,0	1,3	0,9	0,4	-0,4	-0,7	-0,5	-0,4	-0,5	-0,4
4	0,4	1,0	1,0	1,2	1,2	0,4	-0,4	-1,4	0,8	-0,6	-1,1	-0,6
5	-0,2	0,7	0,9	0,9	1,2	0,9	-2,2	-2,4	-1,7	-1,8	-1,2	-1,2
6	0,2	0,6	1,3	1,3	1,1	0,3	-0,5	-0,4	-0,4	-0,2	-0,1	-0,2
7	0,0	0,5	0,9	0,8	0,8	0,4	-2,1	-2,6	-2,0	-1,3	-0,7	-2,2
8	0,2	0,6	1,0	1,1	1,0	-0,2	-0,6	-0,5	-0,5	-0,4	-0,6	-1,2
9	0,1	-0,6	-0,9	-0,3	0,1	0,1	-0,4	-0,2	-0,1	-0,3	-0,8	-0,2
10	0,2	0,3	0,8	1,0	1,6	0,3	-0,6	-1,1	-1,3	-0,4	-0,5	-1,0
Среднее	0,05	0,49	0,72	0,97	0,88	0,31	-0,81	-1,05	-0,82	-0,61	-0,63	-0,99

Таблица 11

Суточный ход величин турбулентного потока тепла (по средним за 10 серий), полученных по уравнению теплового баланса (P') и рассчитанных при использовании коэффициента турбулентности (P'')

Вели- чины	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
P'	0,03	0,19	0,33	0,31	0,24	0,04	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03
P''	0,04	0,07	0,16	0,26	0,28	0,04	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02

Соотношение составляющих теплового баланса

Сопоставляя результаты определения радиационного баланса поверхности и потоков тепла, связанных с теплообменом между поверхностью и ниже лежащими слоями почвы и выше лежащими слоями воздуха (табл. 2, 4 и 9), можно отметить довольно близкое замыкание уравнения теплового баланса (при пренебрежении затратами тепла на испарение) не только по суммам за большие промежутки времени, но и по данным за отдельные сроки наблюдений. Это указывает на факт достаточной отработанности методики определения отдельных составляющих, в особенности для поверхностей, свободных от растительного покрова.

Полученные соотношения составляющих теплового баланса подтверждают имеющиеся по этому вопросу материалы для пустынных и полупустынных районов Средней Азии в том отношении, что основное количество приходящего к поверхности тепла затрачивается на теплообмен с атмосферой. Если учесть, что в среднем за сутки теплообмен с почвой очень невелик (составляет всего несколько калорий), то, следовательно, все получаемое тепло затрачивается на прогревание воздуха. Однако в отдельные часы, особенно в дополуденные, затраты тепла на теплообмен с почвой сравнимы с затратами на теплообмен с атмосферой, а ночью излучение с поверхности обеспечивается теплоотдачей почвы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А. Определение компонентов теплового баланса подстилающей поверхности методами компенсации. Докл. АН УзССР, № 5, 1948.
2. Айзенштат Б. А. Новый метод измерения радиационного баланса. Труды ТГО, вып. 13, 1957.
3. Лайхтман Д. Л. Прохиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. VIII, № 1, 1944.
4. Лайхтман Д. Л., Кучеров Н. В. Об одном способе измерения лучистых потоков в атмосфере. Труды ТГО, вып. 37, 1952.
5. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные теплопроводности и температуропроводности льда и снега. Труды АНИИ, т. 226, 1958.
6. Руководство по актинометрическим наблюдениям гидрометстанциям. 1957.
7. Тимофеев М. П., Огнева Т. А. Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра. Труды ТГО, вып. 20, 1949.
8. Цейтин Г. Х. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам. Труды ТГО, вып. 60, 1956.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ

В статье проведен анализ измерений теплофизических характеристик почвы — теплопроводности, температуропроводности и объемной теплоемкости — на трех уровнях в почве, а также подробного хода влажности в почве до глубины 160 см; рассмотрены зависимости теплофизических характеристик от влажности почвы.

Для вычисления потоков тепла в почве требуется, как известно, знание теплофизических характеристик почвы: теплопроводности λ , температуропроводности K и объемной теплоемкости $ср$. Первые две характеристики обычно рассчитываются на основании данных о распределении температуры в почве по глубине и по времени, а для вычисления объемной теплоемкости используются данные о влажности почвы. Получение теплофизических характеристик таким расчетным путем приводит часто к значительным погрешностям, возникающим как из-за погрешностей в определениях исходных величин, так и вследствие неточностей расчетных методов при определенных условиях распределения температуры в почве.

В экспедиции в район Махталы 1959 г. впервые в практике широких экспедиционных исследований был применен метод непосредственного измерения теплофизических характеристик почвы, предложенный Д. Л. Лайхтманом [1].

Приборы-датчики, измеряющие теплофизические характеристики, были установлены в почве на глубинах 5, 30 и 50 см. Всего было произведено в течение экспедиционных работ 59 измерений теплофизических характеристик (18—20 измерений по каждому прибору). Параллельно вначале экспедиции были взяты пробы на влажность почвы с разных горизонтов — от самого верхнего слоя почвы до глубины 160 см в трех повторностях на каждой глубине, а затем в конце экспедиции были проведены измерения средней плотности почвы по слоям в двух повторностях и определена средняя влажность почвы для этих слоев. Влажность определялась обычным весовым методом. За время экспедиции, как показали измерения, каких-либо изменений во влажности почвы не было. Вследствие этого не было и изменений во времени в величинах теплофизических характеристик, что подтверждается проведенными измерениями. Отклонения в полученных величинах не превышали 15% для каждой глубины, что находится в пределах погрешности применяемого метода.

В табл. 1 представлены теплофизические характеристики, полученные в результате осреднения измеренных величин для каждой глубины в отдельности.

На рис. 1 нанесены значения влажности почвы W на разных глубинах (от поверхности до 160 см) и теплопроводности почвы по данным табл. 1.

Полученные данные показывают, что влажность почвы в самом верхнем слое (до 10—15 см) очень мала и находится в пределах 1%. Далее влажность с глубиной постепенно возрастает до уровня 80—100 см, ниже которого она остается постоянной и равна примерно 10—11%. Теплопроводность почвы, как и следует ожидать, возрастает с увеличением

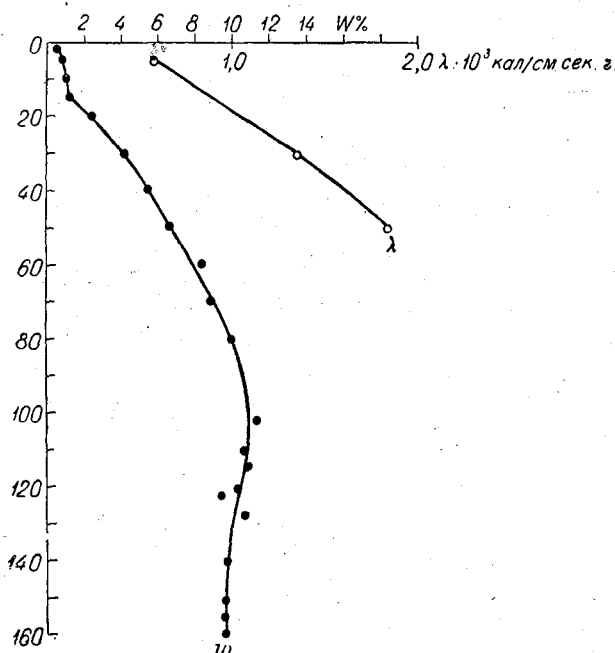


Рис. 1. Изменение влажности и теплопроводности почвы с глубиной.

влажности почвы. То же относится и к другим теплофизическим характеристикам. При этом значительное изменение влажности с глубиной в слое 5—50 см сопровождается также довольно большими изменениями (в 2—3 раза) в величинах характеристик.

Таблица 1

Теплофизические характеристики почвы

Глубина (см)	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см·сек. град.	$K \cdot 10^3$ см/сек. ²	ср кал/см ³ град.
5	0,58	2,26	0,26
30	1,35	3,92	0,34
50	1,85	4,48	0,41

На рис. 2 изображены полученные зависимости теплофизических характеристик от влажности для исследованной почвы.

Плотность скелета почвы $\rho_{\text{сп}}$ (после высушивания) представлена в табл. 2.

Таблица 2

Глубина (см)	$\rho_{\text{сп}}$ г/см ³	$c\rho$ кал/см ³ град.
0—10	1,31	0,30
10—20	1,28	0,30
20—30	1,28	0,32
30—40	1,26	0,34
40—50	1,24	0,35

Плотность высушенной почвы, как показывает таблица, примерно постоянна, даже слегка уменьшается с глубиной.

На основании данных по влажности почвы и ее плотности была вычислена объемная теплоемкость почвы $c\rho$ по формуле

$$c\rho = \rho_{\text{сп}}(0,22 + W),$$

где $\rho_{\text{сп}}$ — плотность скелета почвы, 0,22 — удельная теплоемкость мелко-дисперсной почвы, соответствующей почве площадки экспедиции, W — влажность почвы в долях единицы.

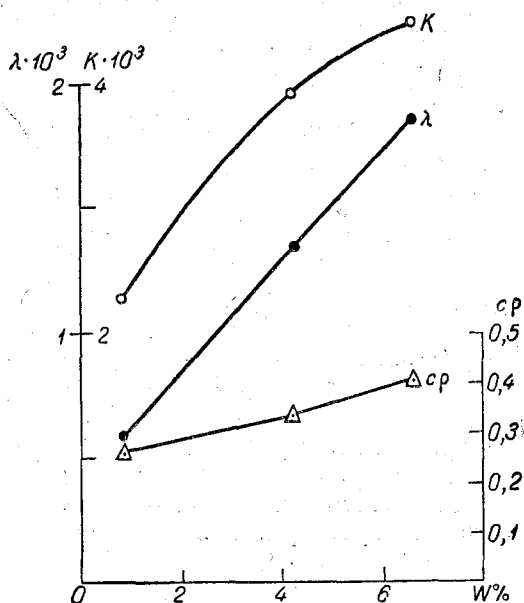


Рис. 2. Зависимость теплофизических характеристик почвы от влажности.

Результаты вычислений внесены в табл. 2.

Рассчитанные величины объемной теплоемкости вполне удовлетворительно согласуются с величинами, полученными при непосредственных измерениях по приборам (табл. 1).

Измеренные характеристики были использованы для расчета потоков тепла в почву.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные теплопроводности и температуропроводности льда и снега. Труды АНИИ, т. 226, 1958.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕАЛЬНОГО И ГЕОСТРОФИЧЕСКОГО ВЕТРА ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИИ

В статье оценивается связь реального ветра с геострофическим в период экспедиции. Отклонение реального ветра от геострофического учитывается как по модулю, так и по направлению. Приводятся коэффициенты корреляции между модулями и векторами реального и геострофического ветра. Расчеты выполнены до высоты 5 км над уровнем моря.

Изучение геострофического ветра является одной из основных задач теоретической метеорологии. Широко известный факт определенной близости реального ветра к геострофическому в свободной атмосфере используется в самых различных теоретических и эмпирических работах.

В тех случаях, когда можно пренебречь силой трения по сравнению с силой Кориолиса, отклонение реального ветра от геострофического пропорционально ускорению воздушных частиц и, следовательно, связано с нестационарностью потока. Оценка порядка величины агеострофических отклонений показывает, что они в среднем составляют около 20% геострофического ветра [1]. К такому же выводу приводят и результаты эмпирических сопоставлений реального и геострофического ветра, начало которым положено Голдом [2].

Теория адаптации барического поля к полю ветра, объясняющая факт близости реального и геострофического ветра, была разработана в работе А. М. Обухова [3], а затем развивалась И. А. Кибелем [4]. Е. С. Добрышманом и В. П. Садовым [5].

На территории Советского Союза сопоставление реального и геострофического ветра для нескольких пунктов равнинной территории выполнено А. П. Кухто [6]. В работе [6] величина геострофического ветра снималась с карт барической топографии с помощью градиентной линейки. Различие в направлениях ветра не анализировалось. Средние разности модулей геострофического и реального ветра оказались в пределах 20%, хотя средние абсолютные расхождения превосходили иногда 40% геострофического ветра.

В задачу экспедиции входило изучение взаимосвязи процессов в пограничном слое атмосферы с общециркуляционными характеристиками. Проверка различных теорий, использующих геострофический ветер в качестве некоторого граничного условия на верхней границе пограничного слоя, требует сведений о геострофическом ветре. Кроме того, сопоставление реального и геострофического ветра позволяет установить, насколько в рассматриваемом районе атмосферные процессы были стационарны во время проведения экспедиционных наблюдений; с другой стороны, это важно и для оценки ошибок, возникающих при использо-

вании геострофических соотношений хотя бы в конкретных локальных условиях.

Геострофический ветер вычислялся нами по данным радиозондирования на станциях Ташкент, Кзыл-Орда, Тамды и Махталы (пункт экспедиции).

По данным о давлении и температуре на некоторой высоте над уровнем моря для двух станций можно вычислить проекцию геострофического ветра на направление, перпендикулярное прямой, соединяющей эти точки (рис. 1), по формуле

$$V_B = \frac{1}{2\rho\omega \sin \varphi} \frac{P_A - P_B}{l}, \quad (1)$$

где V_B — проекция скорости геострофического ветра на направление, перпендикулярное прямой $\overline{AB}$; P_A, P_B — давление в точках A и B на некоторой высоте над уровнем моря; ρ — плотность воздуха; ω — угловая скорость вращения земли; φ — географическая широта; l — расстояние между точками A и B .

Обозначая через u и v зональную (направленную на восток) и меридиональную (направленную на юг) составляющие геострофического ветра, можем написать

$$V_B = u \cos \psi_B + v \sin \psi_B, \quad (2)$$

где ψ_B — угол между $\overline{AB}$ и меридианом, или угол между V_B и параллелью.

Для пунктов A, C и A, D соответственно аналогично получим:

$$V_C = u \cos \psi_C + v \sin \psi_C, \quad (3)$$

$$V_D = u \cos \psi_D + v \sin \psi_D, \quad (4)$$

понимая под пунктами A, B, C и D точки радиозондирования, а под V_B, V_C, V_D — проекции скорости геострофического ветра на соответствующие направления, перпендикулярные отрезкам AB, AC, AD , вычисленные по формулам, аналогичным (1).

Таким образом, для определения составляющих геострофического ветра u и v можно использовать любую пару уравнений из (2) — (4). Для того чтобы по возможности исключить случайные ошибки на какой-либо одной станции, мы воспользовались тремя системами по два уравнения, из которых можно определить по три значения u и v .

Используя в качестве компонентов геострофического ветра среднее из трех полученных таким образом значений и определив по карте $\psi_B = 70^\circ$ для отрезка Махталы — Ташкент, $\psi_C = -27^\circ$ для отрезка Махталы — Кзыл-Орда, $\psi_D = -77^\circ$ для отрезка Махталы — Тамды, получим:

$$\begin{aligned} u &= 0,735 V_B + 0,730 V_C + 0,370 V_D, \\ v &= 0,435 V_B + 0,013 V_C - 0,600 V_D. \end{aligned} \quad (5)$$

Направление геострофического ветра может быть легко установлено по отношению $\frac{u}{v}$, представляющему tg угла между параллелью и вектором геострофического ветра.

В качестве характеристики реального ветра для сопоставления использовались результаты учащенных базисных шаропилотных наблюдений в пункте экспедиции, осредненных за 1 час по шести пилотам (выпуск шаров-пилотов производился каждые 10 мин.), в те же сроки, когда производилось радиозондирование.

Результаты сравнения реального и геострофического ветра приведены в табл. 1, 2, 3.

Таблица 1

Высота (м) над п. з. над ур. м.	v_r	v_p	$\frac{v_r - v_p}{v_p} \%$	r	R	n
4690 5000	11,4	9,0	27	0,50	0,70	16
3690 4000	9,7	7,0	29	0,23	0,53	27
2690 3000	9,5	5,7	67	0,21	0,36	29
1690 2000	9,3	4,2	122	0,07	0,23	30
1190 1500	9,8	3,5	151	0,27	0,11	30
690 1000	10,1	5,1	100	0,02	0,08	30
190 500	10,1	5,9	68	0,29	0,08	30

В табл. 1 даны средние значения геострофического v_r и реального v_p ветра, средняя разность их модулей в процентах реального ветра, коэффициент корреляции модулей этих скоростей r , некоторая характеристика корреляции между векторами реального и геострофического ветра (см. [7])

$$R = \frac{\overline{v_r v_p \cos \alpha}}{\sqrt{\overline{v_p^2} \overline{v_r^2}}}, \quad (6)$$

где α — угол между вектором v_r и v_p (черта сверху означает осреднение), n — число наблюдений (см. табл. 1).

В табл. 2 приведены углы между реальным и геострофическим ветром: средние $\alpha_{ср}$, число отклонений реального от геострофического ветра вправо n_+ и средний угол при таком отклонении α_+ , число отклонений влево n_- и соответствующий средний угол α_- , а также среднее абсолютное значение угла $|\bar{\alpha}|$.

В табл. 3 приведены данные о векторе агеострофического отклонения. Средний квадрат модуля вектора агеострофического отклонения вычислялся из тригонометрических соотношений по формуле (рис. 2)

$$\overline{v_{ар}^2} = \overline{v_r^2} + \overline{v_a^2} - 2\overline{v_a v_r \cos \alpha}. \quad (7)$$

Кроме того, в табл. 3 приведены значения v_{ar} в процентах геострофического и реального ветра, угол между вектором агеострофического отклонения и геострофическим ветром β и угол между направлением ускорения и геострофическим ветром $\delta = \beta + 90^\circ$, а также величины ускорений, рассчитанные по формуле

$$\left| \frac{dv}{dt} \right| = 2\omega \sin \varphi |v_{ar}|. \quad (8)$$

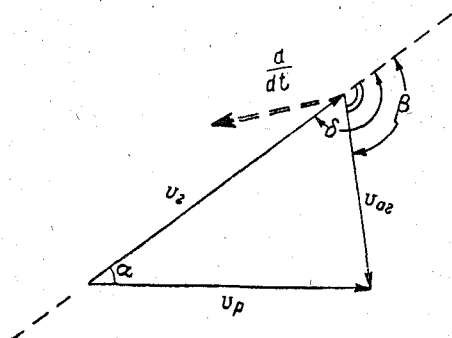


Рис. 2. К вычислению агеострофической скорости и ускорения воздуха.

Анализ результатов, приведенных в таблице, позволяет сделать следующие выводы.

В среднем $v_r > v_p$, причем разность между ними с высотой растет до высоты 1000—1500 м над поверхностью земли (п. з.), а затем убывает. Реальный ветер отклоняется вправо от геострофического; в среднем $\alpha > 0$. Оба эти факта говорят о замедленном движении воздуха, а следовательно,

о расходимости линий тока. Это легко объяснить тормозящим действием центральноазиатской горной системы на востоке и юго-востоке от места работы экспедиции. Отметим, что преобладающее направление геострофического ветра было северо-западным. С высотой этот эффект несколько уменьшался. Такое влияние горной системы на атмосферные течения отмечено М. А. Петросяном [8].

Таблица 2

Высота (м) над п. з. над ур. м.	α_{cp}°	n_+	α_+°	n_-	α_-°	$ \alpha^\circ $
4690 5000	3,2	4	66,0	12	17,6	30
3690 4000	25,5	14	79,9	13	33,8	58
2690 3000	15,3	14	83,0	15	48,5	65
1690 2000	34,9	18	89,6	12	46,4	72
1190 1500	63,6	24	91,0	6	47,0	82
690 1000	78,1	27	92,2	3	4,8	88
190 500	81,3	27	92,0	3	15,3	84

Средние различия между скоростями реального и геострофического ветра оказываются менее 30% только выше 4000 м над ур. м., на более низких высотах эти различия весьма значительны.

Сами же величины агеострофических отклонений с учетом угла между реальным и геострофическим ветром оказались очень большими: на 5000 м над ур. м. они почти равны фактическому ветру, а ниже 4000 м над ур. м. значительно его превосходят.

Таким образом, приведенные результаты показывают, что в предгорных районах Средней Азии существуют весьма значительные отклонения ветра от геострофического. Поэтому анализ связи процессов в пограничном слое с синоптическими условиями во время экспедиции требует учета определенной нестационарности атмосферных течений в связи с орографическими влияниями.

Таблица 3

Высота (м) над п. з. над ур. м.	$\bar{v}_{ar}$	$\frac{v_{ar}}{v_r} \%$	$\frac{v_{ar}}{v_p} \%$	$\frac{dv}{dt}$ см/сек. ²	β°	$\delta + 90^\circ$
$\frac{4690}{5000}$	8,9	78	99	0,085	52	142
$\frac{3690}{4000}$	9,0	93	129	0,086	106	196
$\frac{2690}{3000}$	9,8	103	172	0,094	117	207
$\frac{1690}{2000}$	9,9	106	233	0,095	129	219
$\frac{1190}{1500}$	10,5	107	300	0,101	147	237
$\frac{690}{1000}$	11,4	113	222	0,109	149	239
$\frac{190}{500}$	11,8	117	200	0,113	140	230

ЛИТЕРАТУРА

1. Г андин Л. С., Л айхтман Д. Л., М атвеев Л. Т., Ю дин М. И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеониздат, Л., 1955.
2. Gold E. Barometric Gradient and Wind Force. London, 1908.
3. О б у х о в А. М. К вопросу о геострофическом ветре. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XIII, № 4, 1949.
4. К и б е л ь И. А. О приспособлении движения воздуха к геострофическому. ДАН СССР, т. 104, № 1, 1955.
5. Д о б р ы ш м а н Е. М., С а д о к о в В. П. О решении уравнения, описывающего возмущения в поле градиентного ветра. Труды ЦИП, вып. 43 (70), 1956.
6. К у х т о А. П. К вопросу об отклонении фактического ветра от геострофического. Метеорология и гидрология, № 2, 1956.
7. Lowry William P. A rapid, objective summary technique for use with pairs of vectors. Bull. Amer. Meteor. Soc. 1958, 39, № 5, 266—272.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУТОЧНОГО ХОДА СКОРОСТИ ВЕТРА ПО ДАННЫМ МАХТАЛИНСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

В статье проводится анализ суточного хода ветра на основании результатов наблюдений Махталинской экспедиции. Показано, что особенности суточного хода скорости ветра тесно связаны с аномальным распределением по высоте средней скорости ветра.

Анализ наблюдений над скоростью ветра в районе Махталинской экспедиции показал чрезвычайно сложный ход ее в течение суток. Эти результаты несколько необычны, если иметь в виду, что экспедиция проходила в условиях ровного рельефа, при безоблачной погоде и весьма регулярном суточном ходе радиационного баланса и температуры. На первый взгляд кажется, что район экспедиции представляет собой типичные условия, в которых должны быть реализованы «классические» представления о суточных изменениях скорости ветра с максимумом днем и минимумом ночью (в нижних слоях). Вместо этого в течение суток наблюдаются во все серии 2—3 максимума и столько же минимумов. В однородных по горизонтали условиях, которые характерны для района экспедиции, трудно предполагать, что нарушения нормального суточного хода могут быть связаны с какими-либо периодическими местными ветрами. Остается тщательно проанализировать исходные положения, на которых основаны обычные представления о суточных колебаниях скорости ветра. Здесь речь может идти о двух основных предпосылках:

а) причиной суточного хода ветра являются суточные колебания интенсивности турбулентного обмена,

б) вертикальное распределение вектора ветра характеризуется увеличением скорости и правым вращением ветра с высотой.

Нет никаких оснований сомневаться ни в том, что суточный ход скорости ветра определяется колебаниями интенсивности турбулентного обмена, ни в том, что в условиях экспедиции существовал резко выраженный и правильный суточный ход интенсивности турбулентного обмена. Что касается вертикального распределения вектора ветра, то здесь наблюдается резкое расхождение с так называемыми нормальными условиями, вертикальное изменение скорости ветра не имеет монотонного характера из-за большого термического ветра, заметно меняющегося с высотой. Это обстоятельство и является, по-видимому, причиной наблюдающихся особенностей суточного хода ветра. С изменением интенсивности турбулентного перемешивания в течение суток меняется толщина слоя, который находится в непосредственном взаимодействии с нижним

10—20-метровым слоем атмосферы, примыкающим к поверхности земли. Ночью при слабом турбулентном перемешивании осуществляется обмен количеством движения нижнего слоя атмосферы с относительно тонким 100—200-метровым слоем, днем при очень сильной турбулентности нижний слой атмосферы связан со значительно более мощным слоем атмосферы. В течение суток толщина слоя, который находится в динамическом взаимодействии с нижним слоем атмосферы, непрерывно изменяется. Если нижние слои атмосферы вступают в контакт со слоями, в которых скорость ветра велика, должно наблюдаться увеличение скорости внизу, если же вступившие в «игру» слои обладают относительно слабой скоростью, внизу произойдет ослабление ветра. Если в вертикальном профиле скорости ветра имеется несколько экстремумов, то очевидно, что и суточный ход ветра будет иметь несколько максимумов и минимумов.

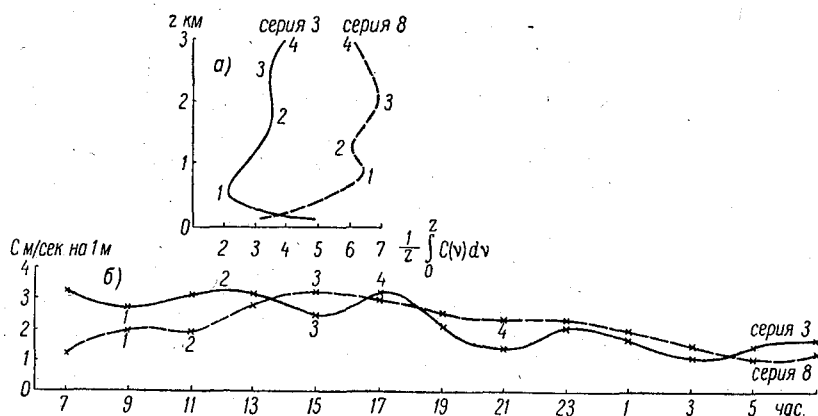


Рис. 1. Изменение скорости ветра по вертикали (а) и в течение суток (б), по данным Махалинской экспедиции.

мов. Для того чтобы подтвердить эти соображения, на рис. 1 приводятся результаты измерений скорости ветра на высоте 1 м в течение суток за серии 3 и 8 и тут же представлен профиль осредненной до разных высот $\left(\frac{1}{z} \int_0^z c(z) dz \right)$ среднесуточной скорости ветра за те же серии.

Как следует из рисунка, с 7 до 9 час. (серия 3) скорость внизу ослабевает. Это можно объяснить тем, что после ночного уменьшения турбулентности она с 7 час. увеличивается и к 9 час. перемешиванием охвачен нижний 500-метровый слой (точка 1 на вертикальном профиле); убывание средней скорости с высотой в этом слое явилось причиной ослабления скорости ветра внизу.

После 9 час. граница слоя, охваченного вертикальным перемешиванием, перемещается от точки 1 до точки 2 на вертикальном профиле. Соответственно вертикальному распределению средней скорости ветра в этот период (от 9 до 12 час.) наблюдается увеличение скорости ветра внизу.

Около 17 час. турбулентность достигает максимума, а перемешиванием охвачен весь 3-километровый слой. После 17 час. турбулентность ослабевает, нижние слои теряют связь раньше со слоем от 3 до 2,5 км; в этот период (от 17 до 21 часа) скорость ослабевает, а затем все предыдущие изменения протекают в обратном направлении. Совершенно аналогичное соответствие наблюдается и в серии 8, в чем легко убедиться

на основании внимательного анализа пунктирных линий на том же графике. Таким образом, профиль термического ветра может существенно нарушать суточный ход скорости в пограничном слое атмосферы. Следует подчеркнуть и другое важное обстоятельство, заключающееся в том, что по суточным изменениям скорости ветра внизу можно судить о вертикальном профиле термического ветра, а на этом основании и о расположении теплых и холодных воздушных масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов П. А. Аэрология, Гидрометеиздат. М.—Л., 1938.

О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ НАЗЕМНЫМ И ГЕОСТРОФИЧЕСКИМ ВЕТРОМ

Настоящая статья посвящена исследованию соотношений ветра у земли и геострофического ветра на основании экспериментальных данных.

По данным ст. Колтуши получены зависимости этих соотношений от стратификации атмосферы, скорости геострофического ветра и шероховатости подстилающей поверхности при стационарных условиях.

Исследования проведены с целью проверки теории стационарного распределения ветра в пограничном слое, изложенной в работе [1].

Как было показано в работе [1], при установившемся состоянии и при не меняющемся с высотой горизонтальном градиенте давления скорость ветра зависит от следующих факторов: высоты над землей z , шероховатости подстилающей поверхности z_{00} , стратификации атмосферы ϵ и скорости геострофического ветра V_g .

Отношение скорости ветра на некотором фиксированном уровне z_1 к скорости геострофического ветра будет зависеть только от трех параметров: ϵ , V_g и z_{00} , т. е.

$$\frac{c_1}{V_g} = f(\epsilon, z_{00}, V_g). \quad (1)$$

Чтобы выяснить зависимость $\frac{c_1}{V_g}$ от различных факторов, нужно иметь многочисленный экспериментальный материал, полученный при разных состояниях атмосферы и при различной скорости геострофического ветра над поверхностями с различной шероховатостью.

Для анализа указанных соотношений нами использовались серийные наблюдения на ст. Колтуши за 1951—1956 гг. и экспедиционные наблюдения на той же станции летом 1948 и 1950 гг. При этом отбирались случаи, когда распределение ветра имелось до высоты 16 м, а скорость ветра на высоте $z = 1$ м была не менее 1,5 м/сек. Всего было отобрано свыше 900 наблюдений, проведенных в различные сезоны.

Параметр стратификации ϵ определялся по распределению ветра в 16-метровом слое (наблюдения за ветром производились на шести уровнях — 0,5, 1, 2, 5, 9 и 16 м).

Геострофический ветер определялся с помощью квадрата по наземной синоптической карте. Таким образом, мы располагали данными о скорости геострофического ветра через каждые 6 час. (в сроки 3, 9, 15 и 21 час). Между этими сроками скорость геострофического ветра определялась интерполяцией. Поскольку при малых скоростях значение скорости геострофического ветра определяется со значительной погрешно-

стью, из рассмотрения исключались случаи со скоростью ветра $V_g \leq 4$ м/сек.

По данным наземных наблюдений и снятому с карты геострофическому ветру для каждого случая вычислялись соотношения $\frac{c_1}{V_g}$ на уровнях 1, 2, 5, 9 и 16 м.

Кроме указанных выше факторов, полученные соотношения зависят также от характера изменения геострофического ветра с высотой и со временем.

Представление об изменении геострофического ветра с высотой можно получить, если для определения скорости геострофического ветра, кроме наземной синоптической карты, использовать карты барической топографии. Нами использовалась карта барической топографии поверхности 850 мб (или 900 мб). Таким образом, имелись данные о геострофическом ветре у земли и примерно на верхней границе пограничного слоя.

Для проверки полученных в работе [1] результатов следовало отобрать такие случаи, когда геострофический ветер не менялся ни по высоте, ни по времени или менялся незначительно. В связи с этим для анализа использовались случаи, когда в пограничном слое скорость геострофического ветра менялась в пределах 20%.

Чтобы исключить влияние нестационарности барического поля, отбирались случаи, когда изменение скорости геострофического ветра между сроками составляло не более 15—20% средней скорости за этот промежуток времени.

Следует указать еще на одно обстоятельство.

Шероховатость подстилающей поверхности может существенно меняться в течение года, особенно при наличии устойчивого снежного покрова. Это позволяет по данным о ветре на одной и той же станции выяснить влияние параметра z_{00} .

Как следует из работы [2], на ст. Колтуши шероховатость подстилающей поверхности меняется в годовом ходе от 0,015 до 0,001 м, причем для летних и осенних месяцев (июнь—октябрь) она составляет 0,015 м, для зимы (январь—апрель) — 0,001 м. В переходные месяцы (май, ноябрь, декабрь) происходит резкое изменение шероховатости. Для этих месяцев среднее значение z_{00} составляет 0,007 м. На этом основании анализ соотношений наземного и геострофического ветра проводился отдельно для лета, зимы и переходного сезона (май, ноябрь, декабрь).

Результаты расчетов для летнего периода, полученные на основании 202 случаев, приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Значения $\frac{c_1}{V_g}$ для летнего периода

ϵ	V_g										
	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
—0,20	0,63	0,58	0,54	0,50	0,46	0,43	0,40	0,38	0,37	0,36	0,35
—0,10	0,54	0,50	0,47	0,43	0,40	0,37	0,35	0,33	0,31	0,30	0,30
0,0	0,49	0,46	0,43	0,39	0,36	0,33	0,31	0,29	0,28	0,27	0,26
0,10	0,43 ¹	0,39 ¹	0,36 ¹	0,34	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23	0,22	0,21
0,20—0,25	0,34	0,31	0,28	0,26	0,24	0,22	0,20	0,19	0,18	0,17	0,17

¹ Значения $\frac{c_1}{V_g}$ получены интерполяцией.

Необходимо заметить, что наиболее надежными данными являются соотношения для скорости геострофического ветра 8—15 м/сек.

Как следует из табл. 1, соотношения наземного и геострофического ветра при одной и той же шероховатости подстилающей поверхности существенно зависят от скорости геострофического ветра и от стратификации атмосферы. Зависимость величины $\frac{c_1}{V_g}$ от стратификации иллюстрирует рис. 1.

В зависимости от стратификации атмосферы для одной и той же скорости геострофического ветра отношение $\frac{c_1}{V_g}$ меняется примерно вдвое, причем с ростом неустойчивости величина $\frac{c_1}{V_g}$ растет, что связано с уве-

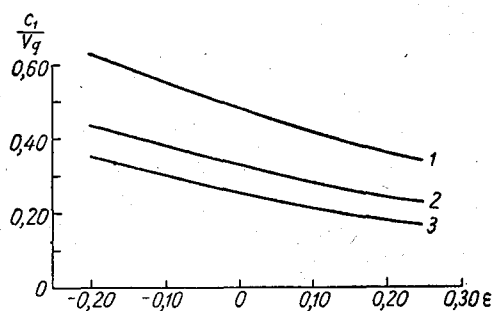


Рис. 1. Зависимость c_1/V_g от стратификации атмосферы и скорости геострофического ветра.

1) $V_g = 0,5$ м/сек., 2) $V_g = 10$ м/сек.,
3) $V_g = 15$ м/сек.

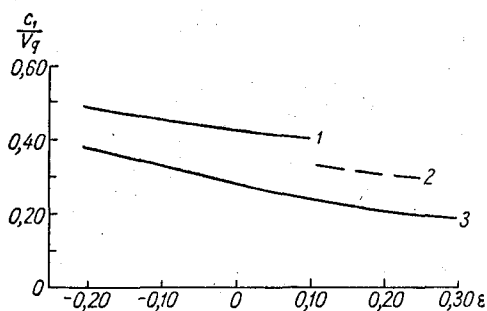


Рис. 2. Зависимость c_1/V_g от стратификации атмосферы и шероховатости подстилающей поверхности.

1) $z_{00} = 0,0001$ м, 2) $z_{00} = 0,007$ м,
3) $z_{00} = 0,015$ м.

личением обмена количеством движения. С увеличением скорости геострофического ветра величина $\frac{c_1}{V_g}$ уменьшается (c_1 увеличивается).

Влияние скорости геострофического ветра наиболее существенно при малых V_g ; с ростом V_g влияние становится менее заметным, и при скоростях геострофического ветра $V_g > 15$ м/сек. практически отношение $\frac{c_1}{V_g}$ можно считать независимым от этого фактора, т. е. при больших скоростях ветра соотношение наземного и геострофического ветра определяется только стратификацией атмосферы и шероховатостью подстилающей поверхности.

В табл. 1 приведены значения $\frac{c_1}{V_g}$ только для шероховатости $z_{00} = 0,015$ м. Число случаев зимой и в переходный сезон оказалось значительно меньшим, чем летом. Поэтому не удалось получить кривые зависимости отношения $\frac{c_1}{V_g}$ от стратификации и скорости геострофического ветра при меньшей шероховатости. Однако имеющиеся данные позволяют сделать некоторые оценки.

Как и следовало ожидать, с уменьшением шероховатости отношение $\frac{c_1}{V_g}$ растет. Это хорошо иллюстрируется рис. 2, на котором приведены кривые зависимости $\frac{c_1}{V_g}$ от стратификации для трех значений z_{00} ($V_g = 13$ м/сек.).

В табл. 2 даны значения $\frac{c_1}{V_g}$ в переходные месяцы для сильно устойчивого состояния ($\epsilon = 0,25-0,30$). Там же для сравнения даны соотношения наземного и геострофического ветра для $z_{00} = 0,015$ м.

Имеющиеся данные позволяют также сделать вывод, что при прочих равных условиях влияние шероховатости на отношение $\frac{c_1}{V_g}$ при устойчивом состоянии значительно больше, чем при неустойчивом и равновесном состоянии.

Мы рассмотрели соотношение наземного и геострофического ветра на уровне $z = 1$ м. Аналогичная зависимость от всех рассмотренных параметров имеет место и для других высот. Поскольку распределение ветра

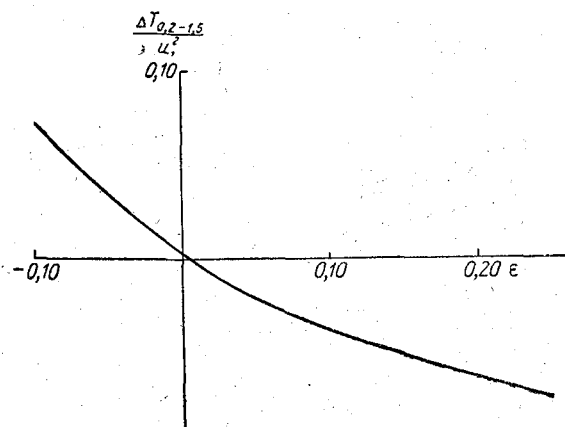


Рис. 3. Связь между $\frac{\Delta T_{0.2-1.5}}{u_*^2}$ и ϵ для ст. Колтуши ($z_{00} = 0,015$ м).

в приземном подслое хорошо описывается обобщенным степенным законом, нет необходимости приводить здесь данные о соотношении наземного и геострофического ветра на других уровнях.

Таблица 2

Зависимость $\frac{c_1}{V_g}$ от шероховатости

Сезон	V_g								
	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Переходный		0,38	0,36	0,34	0,32	0,30	0,29	0,28	0,27
Лето	0,28	0,26	0,24	0,22	0,20	0,19	0,18	0,17	0,17

При известной шероховатости подстилающей поверхности значение $\frac{c_1}{V_g}$ на некоторой высоте z можно определить по формуле

$$\frac{c}{V_g} = \frac{c_1}{V_g} \frac{z^* - z_0^*}{z_1^* - z_0^*} = \frac{c_1}{V_g} \psi(z, \epsilon, z_{00}), \quad (2)$$

где z_{00} — шероховатость подстилающей поверхности при равновесных условиях ($\varepsilon = 0,0$), z_0 — шероховатость подстилающей поверхности при соответствующем значении ε .

В табл. 3 приведены значения функции $\psi(z, \varepsilon, z_{00})$ для различных ε и z и для $z_{00} = 0,015$ м. Зависимость шероховатости подстилающей поверхности от стратификации взята из работы Т. А. Огневой [2].

Таблица 3

Значения функции $\psi(z, \varepsilon, z_{00})$ для $z_{00} = 0,015$ м

z	ε				
	-0,20	-0,10	0,0	0,10	0,20
1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
2	1,14	1,15	1,16	1,18	1,23
5	1,30	1,34	1,38	1,44	1,58
9	1,38	1,45	1,52	1,62	1,85
16	1,46	1,56	1,66	1,80	2,14

На основании экспериментального материала мы получили зависимость соотношений $\frac{c_1}{V_g}$ от параметра стратификации ε . На практике вместо ε для характеристики состояния атмосферы часто используется соотношение $\frac{\Delta T}{c_1^2}$ где ΔT — разность температур на двух фиксированных уровнях. Связь между ε и $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ исследовалась в работе [2].

На основании многочисленного экспериментального материала для ст. Колтуши зависимость $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ от ε удалось уточнить. Для летнего времени ($z_{00} = 0,015$ м) эта зависимость приведена на рис. 3, на котором ΔT представляет собой разность температур в слое 0,2—1,5 м, т. е. $\Delta T = T_{0,2} - T_{1,5}$.

Для сильно неустойчивого ($\varepsilon < -0,10$) и сильно устойчивого ($\varepsilon > 0,25$) состояния корреляция между $\frac{\Delta T}{u_1^2}$ и ε оказалась недостаточной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цейтлин Г. Х. и Орленко Л. Р. Стационарное распределение ветра, температуры и турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы при различных состояниях устойчивости. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
2. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1955.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПУЛЬСАЦИЯМИ ТЕМПЕРАТУРЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

В статье анализируются результаты наблюдений за пульсациями температуры и направления ветра в Средней Азии в 1959 г. Получены некоторые параметры, характеризующие турбулентное перемешивание.

Развитие основных представлений о формировании метеорологического режима пограничного слоя требует детальных сведений о внутренней структуре потока при разных внешних условиях. В связи с этим за последние годы появилось много работ, посвященных методике измерения мгновенных характеристик и анализу полученных материалов.

В сентябре 1959 г. в экспедиции в Средней Азии проводились измерения пульсаций температуры воздуха и направления ветра.

В настоящей работе приводятся некоторые результаты обработки полученных материалов наблюдений.

Для измерения пульсаций температуры использовался прибор, состоящий из термобатареи (медь — константан 0,18 мм), вмонтированной в корпус вентилируемого психрометра. Отсчеты производились по гальванометру М 117/3. Приборы были установлены на высотах 0,5 и 2,0 м над поверхностью на открытой ровной площадке в пустыне. Для измерения пульсаций направления ветра применялась легкая однолопастная флюгарка (из алюминиевой фольги). Положение флюгарки регистрировалось на ленте самопишущего гальванометра (СГ-17). Для этого ось флюгарки была связана с осью потенциометра, на которую подавалось постоянное напряжение. Скорость протягивания ленты составляла 12 мм/мин.

Специальная схема соединения трехсекционного потенциометра обеспечила почти линейную шкалу в пределах 0—180 и 180—360°. Наблюдения велись в течение суток каждый нечетный час.

В настоящей работе приводятся данные обработки 39 часовых серий по пульсациям температуры и 26 часовых серий по направлению ветра.

На основании полученных данных были рассчитаны средние квадратичные отклонения температуры σ_t и направления ветра σ . Оказалось, что средние квадратичные отклонения температуры меняются от 0,05 до 0,6°, а пульсации направления ветра от 4 до 24°. σ_m и σ имеют довольно отчетливый суточный ход (рис. 1) с максимумом в дневные часы и минимумом ночью.

На рис. 2 представлена гистограмма повторяемости мгновенных значений направления ветра для средней часовой скорости 2,5 м/сек. (на

$z = 2,0$ м); 55% мгновенных значений колеблются в пределах $\pm 9^\circ$, 27% имеют величину пульсаций от 9 до 21° , максимальные отклонения достигают приблизительно до $\pm 40^\circ$.

Полученное распределение повторяемостей можно аппроксимировать гауссовской кривой

$$\Phi(x) = \frac{A}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

где σ — среднее квадратичное отклонение, $\Phi(x)$ — повторяемость различных мгновенных пульсаций, $x = (n - \bar{n})$ — мгновенные значения, A — некоторая константа.

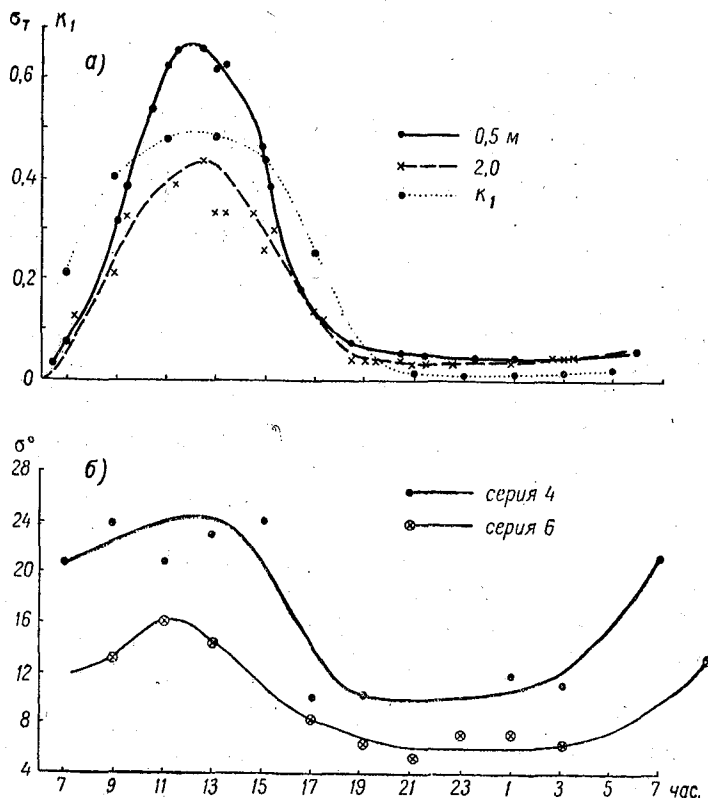


Рис. 1. Суточный ход среднего квадратичного отклонения температуры σ_T (а) и направления ветра σ (б).

Такая аппроксимация, по-видимому, возможна, так как величина σ , полученная по способу наименьших квадратов для этой кривой, довольно хорошо совпадает с величиной σ , вычисленной непосредственно из мгновенных значений пульсаций (20 и 18°).

Для больших среднечасовых скоростей уменьшается размах колебаний (до $\pm 15^\circ$) увеличивается число пульсаций с амплитудами $\pm 9^\circ$.¹ Однако для скоростей 3,5 и 4,9 м/сек. число используемых значений значительно меньше, чем для 2,5 м/сек., поэтому они менее надежны.²

¹ Очевидно, это можно объяснить следующим образом: с увеличением скорости ветра растет число более мелких вихрей, а амплитуда колебаний соответственно уменьшается.

² Приблизительно такое же распределение мгновенных значений направления ветра получено Кречмером в работе [1].

Так как пульсации метеоэлементов обусловлены турбулентным перемешиванием (рис. 1), то естественно было предположить наличие хорошей корреляционной зависимости между амплитудой пульсаций и стратификацией атмосферы.

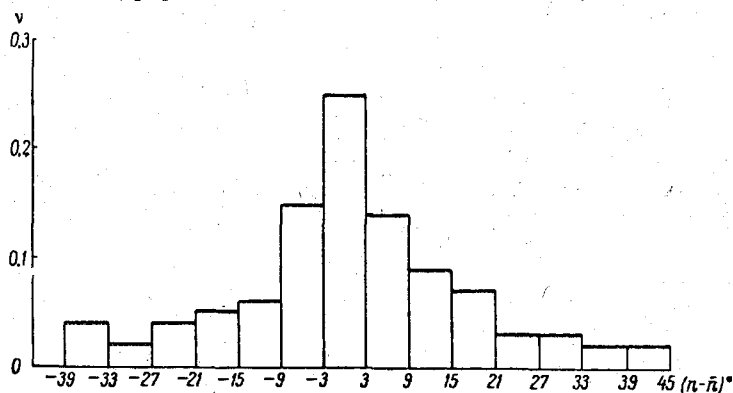


Рис. 2. Гистограмма повторяемости пульсаций направления ветра для средней скорости ветра 2,5 м/сек. на $z=2$ м.

Такая зависимость представлена на рис. 3 (а и б), где величина ϵ характеризует стратификацию атмосферы. Увеличение неустойчивости приводит к росту квадратичных отклонений, что вполне естественно.

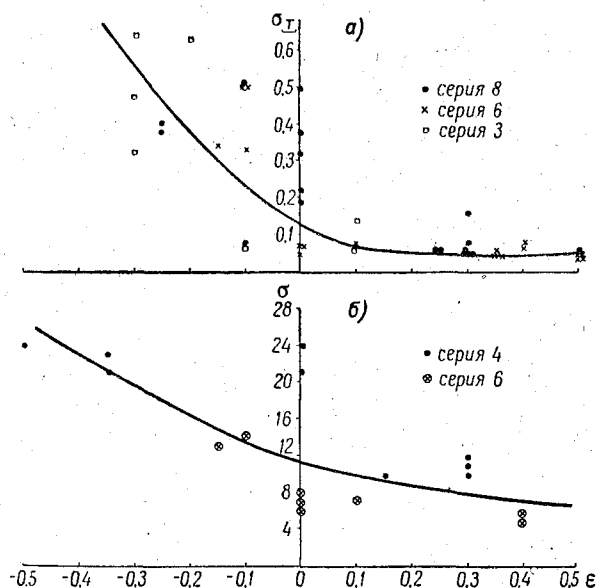


Рис. 3. Зависимость среднего квадратичного отклонения температуры σ_T (а) и направления ветра σ (б) от стратификации ϵ .

При использовании полученных значений средних квадратичных оказалось возможным рассчитать некоторые параметры, характеризующие турбулентное перемешивание. Так, по известному соотношению $\sigma_T = l \frac{dT}{dz}$ был рассчитан путь смешения l . При этом профиль температуры

принимался логарифмическим и определялся по градиентным наблюдениям. Зависимость пути смещения от высоты и стратификации (рис. 4) подтверждает гипотезы, высказанные по этому вопросу ранее [2]: а именно путь смещения растет с высотой, а по мере приближения к земной поверхности влияние стратификации на путь смещения ослабевает. Последнее обстоятельство заметно на амплитуде пути смещения: для 0,5 м амплитуда меньше.

Интересно отметить, что путь смещения l_1 , рассчитанный по градиентным наблюдениям ($k_1=l_1^2\frac{dc}{dz}$, c — скорость ветра), имеет такой же порядок величин и такой же суточный ход, как и рассчитанный по пульсациям температуры. Попутно оказалось также возможным определить величину κ — аэродинамическую постоянную, которая входит в выражение для определения коэффициента турбулентности. Результаты даны в табл. 1.

Отмечается довольно четкая зависимость κ от стратификации: с ростом неустойчивости κ уменьшается. Однако для получения более надежных количественных величин необходимо обработать больше данных наблюдений.

Представляло также интерес определение временной структурной функции для направления ветра. Такая функция по аналогии с температурной структурной функцией может быть выражена степенным законом $\tilde{\sigma}^2=A^2\tau^{2\alpha}$ [3].

Вычисления проводились для 10 часовых серий со средней скоростью 2,5 м/сек., τ принималось равным 30, 60, 120 и 300 сек.

Показатель α определялся по способу наименьших квадратов и оказался равным 0,18 (рис. 5). Для таких же интервалов времени Кречмером [1] было получено α , равное 0,23, а у Перепелкиной [3] α для временной структурной функции температуры и для значительно меньших τ получилось равным 0,22. Следует отметить, что для интервалов времени 30, 60 и 120 сек. показатель α составляет 0,24, а для $\tau=120$ и 300 сек. $\alpha=0,05$.

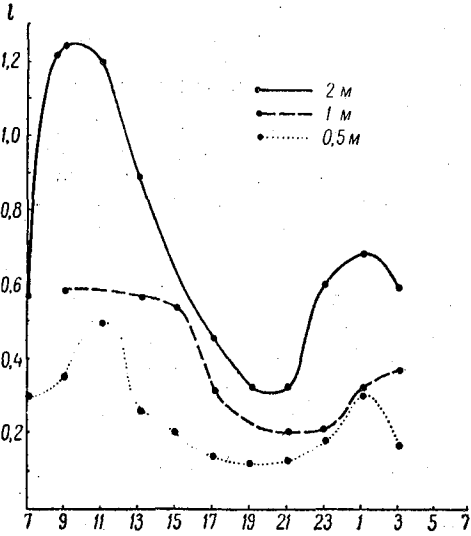


Рис. 4. Суточный ход пути смещения.

Таблица 1

Зависимость аэродинамической постоянной от стратификации

ϵ	κ , рассчитанная по пульсациям	$\kappa = \frac{\kappa_a}{1-\epsilon}$
+0,10	0,65	0,42
0,0	0,38	0,38
-0,11	0,27	0,34
-0,27	0,21	0,30

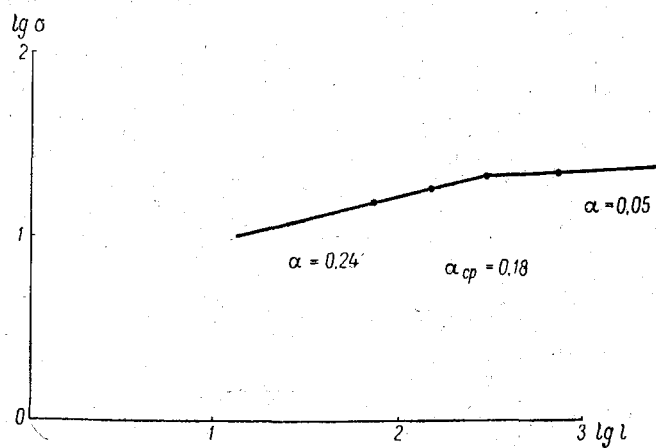


Рис. 5. Временная структурная функция пульсаций направления ветра при средней скорости 2,5 м/сек.

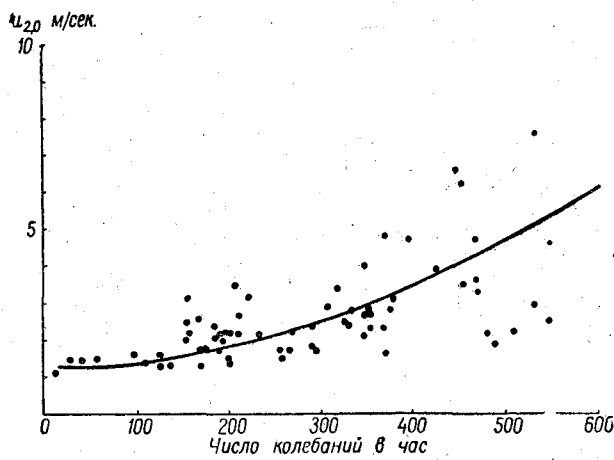


Рис. 6. Зависимость числа колебаний направления ветра в час от скорости на $z = 2,0$ м.

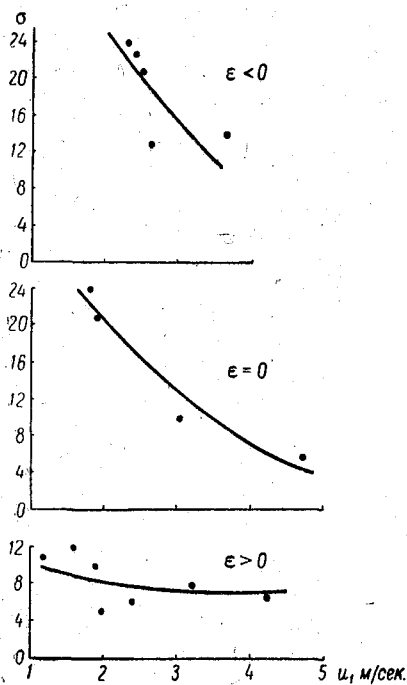


Рис. 7. Зависимость среднего квадратического отклонения направления ветра от скорости ветра при разной стратификации.

Таким образом, очевидно, что увеличение интервала осреднения приводит к увеличению разницы между теоретическим α (0,33 из «закона $2/3$ ») и эмпирическим. На это также указывала Перепелкина [3].

По 90 часовым регистрациям направления ветра было подсчитано также число самых мелких пульсаций. Оказалось, что существует довольно четкая зависимость между числом колебаний за час и средней часовой скоростью (рис. 6). Согласно этой зависимости, с увеличением средней часовой скорости растет число короткопериодных колебаний, т. е. подтверждается высказанное нами выше предположение, что увеличение скорости ветра приводит к образованию большого количества мелких вихрей. Установить связь между малопериодными пульсациями и стратификацией нам не удалось. Можно, по-видимому, предположить, что короткопериодные мелкие пульсации (вернее их возникновение) больше зависят от динамического фактора, чем от термического.

Рисунок 7, на котором приведены значения величин пульсаций направления ветра в зависимости от скорости и стратификации, показывает следующее: при устойчивом состоянии, когда вихри малы, увеличение скорости практически не влияет на амплитуду колебаний, т. е. на величину пульсаций, а при неустойчивом состоянии (и при безразличном) увеличение скорости ветра приводит к уменьшению амплитуды, так как происходит размельчение самих вихрей.

ЛИТЕРАТУРА

1. К р е ч м е р С. И. К вопросу об изменчивости направления ветра. Труды ГЕОФИАН, № 33 (160), 1956.
2. Л а й х т м а н Д. Л. и Ч у д н о в с к и й А. Ф. Физика приземного слоя воздуха. Гос-техиздат, 1949.
3. П е р е п е л к и н а А. В. Некоторые результаты исследования турбулентных пульсаций температуры и вертикальной составляющей скорости ветра. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1957.

ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВОЗДУХА В НЕПОСРЕДСТВЕННОЙ БЛИЗОСТИ ОТ ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье рассматривается устройство для измерения температуры воздуха в слое 0—100 мм, приводятся результаты измерений температуры в этом слое. Показано, что в слое воздуха 2—100 мм профиль температуры удовлетворяет логарифмическому закону.

1. Описание прибора и методика наблюдений

В сентябре 1959 г. проводилась комплексная аэрометеорологическая экспедиция в Голодной степи, в районе совхоза Махталы. В период этой экспедиции наряду с актинометрическими, теплобалансовыми, аэрологическими наблюдениями проводился также ряд специальных наблюдений, в том числе и измерения температуры воздуха в непосредственной близости от поверхности земли (в слое 0—10 см) прибором, сделанным в Отделе метеорологии Среднеазиатского научно-исследовательского гидрометеорологического института.

Приемником температуры прибора — микроградиентомера (рис. 1) — служит один из спаев термопары медь — константан 1, который укреплен на подвижной рамке 2, перемещающейся по вертикальному стержню 3, на который нанесены деления для определения высоты рамки (термоспаев) над поверхностью почвы. Это позволяет одним и тем же спаем измерять температуру воздуха на разных высотах над подстилающей поверхностью. Второй спай термопары 4 помещен в термос с водой, температура которой определялась ртутным термометром от психрометра Ассмана и оставалась практически постоянной в период наблюдения.

На той же подвижной рамке были укреплены еще три спая термобатарей 5, другие три спая которой были уложены на поверхности земли 6. Это дало возможность непосредственно измерять разность температур поверхности почвы и воздуха на разных уровнях.

Для уменьшения радиационного нагрева спаев и инерционности прибора приемные спай были изготовлены из проволок диаметром 0,05 мм, которые имели длину около 1,5—2,0 см и припаивались к подводящим проводам $d=0,5$ мм одноименных металлов.

Для определения радиационного перегрева термоспаев производились измерения при спаях, затененных от прямых солнечных лучей и незатененных, при полном безветрии и слабом (0,3—0,4 м/сек.) ветре. В результате оказалось, что перегрев спаев не превышал 0,2°; это не может внести ощутимых погрешностей при построении вертикальных профилей температуры.

Микроградиентометр был установлен в центре ровной площадки размером 2×2 м. Для более точного определения высоты расположения спаев над поверхностью земли небольшой участок под спаями (находящимися в воздухе) был выравнен.

Кроме микроградиентометра, на площадке находился срочный термометр для определения температуры поверхности почвы и психрометр Ассмана, установленный на переносном штативе на высоте 10 см.

На той же площадке был вкопан ручной анемометр, заключенный в специальный футляр, так что над поверхностью находились лишь при-

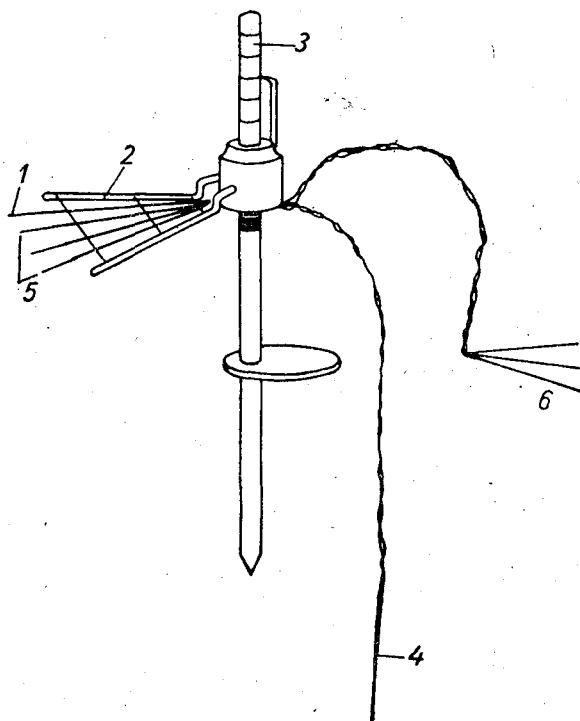


Рис. 1. Схема микроградиентометра.

емные чашечки. Это давало возможность определять среднюю скорость ветра на высоте примерно 1,5 см от земной поверхности.

Наблюдения проводились в виде суточных серий в 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21, 23, 1, 3, 5, 7 час., в течение которых измерялась температура воздуха t и разность температур между почвой и воздухом Δt на шести уровнях: 2, 5, 10, 20, 50, 100 мм от поверхности земли.

Отсчеты на этих уровнях проводились по симметричной схеме в следующей последовательности: 2, 5, 10, 20, 50, 100, 50, 20, 10, 5, 2 мм. На каждой из этих высот производилось подряд десять отсчетов t и десять отсчетов Δt , которые затем осреднялись.

Одновременно с измерением микроградиентометром температуры воздуха на высоте 100 мм делались отсчеты и по психрометру, установленному на той же высоте.

Градуировка термопар микроградиентометра с гальванометром ГЗП-49 (гальванометр зеркальный, переносный) проводилась до экспе-

диции в лабораторных условиях, и материал обрабатывался с учетом зависимости величины теплотока от средней температуры спаев.

По измерениям микроградиентомера были построены вертикальные профили t и Δt для каждого срока наблюдений, а также суточное изменение температуры воздуха на разных уровнях и изменение с высотой амплитуды суточного колебания t воздуха для каждой серии. Далее были подсчитаны вертикальные градиенты температуры для различных слоев воздуха, построен график связи между градиентами и скоростью ветра у земли, а также профили осредненных за девять серий величин температуры воздуха в непосредственной близости к земной поверхности.

Для определения температуры поверхности почвы t_0 использовались данные измерений t и Δt на шести уровнях и величина t_0 бралась как среднее из вычисленных по каждому уровню.

2. Анализ полученных результатов

О характере изменения температуры в 10-сантиметровом слое воздуха, непосредственно прилегающего к подстилающей поверхности, можно судить, рассматривая средние вертикальные профили темпера-

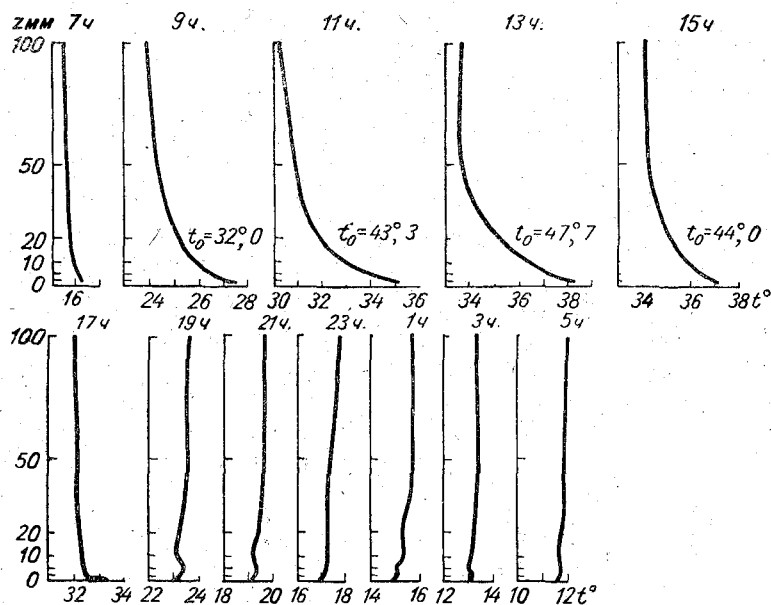


Рис. 2. Вертикальные профили температуры воздуха, построенные по средним данным наблюдений за девять серий (серии 2—10), проведенных в сентябре 1959 г.

туры (рис. 2), а также градиенты для различных слоев воздуха, подсчитанные по средним данным за 9 серий (табл. 1).

Следует, однако, иметь в виду, что градиенты, рассчитанные на 1 м, характеризуют только порядок величины, так как ошибка в разности температур на $0,1^\circ$ в 3-миллиметровом слое (2—5 мм) дает погрешность $\sim 33^\circ$. По мере возрастания толщины слоев, для которых рассчитываются градиенты, эта ошибка снижается до 2° для слоя 50—100 мм.

Рассмотрим сначала результаты наблюдений в дневной период (9, 11, 13 и 15 час.).

Наибольшие разности наблюдаются между температурами почвы и воздуха (табл. 2). Так, средняя разность температур поверхности почвы и воздуха на высоте 2 мм составляет к 13 час. $9,3^{\circ}$. Максимальный перепад температуры в этом слое наблюдается в 13 час. — $12,5^{\circ}$ (серия 7).

Таблица 1

Средняя величина вертикальных градиентов (град/м) температуры воздуха

Слой (мм)	Часы												
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7
2—5	33,0	233,0	400,0	400,0	267,0	33,0	—33,0	0,0	—33,0	33,0	33,0	0,0	0,0
5—10	40,0	140,0	200,0	200,0	100,0	0,0	40,0	20,0	0,0	—67,0	—20,0	0,0	0,0
10—20	10,0	90,0	110,0	120,0	80,0	33,0	—10,0	—20,0	0,0	0,0	—10,0	—10,0	0,0
20—50	7,0	27,0	33,0	43,0	27,0	3,0	—10,0	—7,0	—7,0	—13,0	—7,0	0,0	0,0
50—100	2,0	10,0	14,0	—2,0	4,0	2,0	—4,0	—2,0	—6,0	0,0	2,0	—2,0	0,0

Значительное изменение температуры воздуха с высотой происходит в нижнем 2-сантиметровом слое, где градиенты измеряются сотнями градусов на метр. Выше уменьшение температуры происходит медленнее и градиенты имеют порядок десятков и единиц градусов на метр (табл. 1).

Таблица 2

Разность температур поверхности почвы и воздуха на высоте 2 мм ($\Delta t_0 - 2$)

№ серии	Часы											
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
2	0,0	4,4	6,6	7,5	6,4	1,7	—0,6	—0,1	0,0	0,4	0,3	0,5
3	0,3	7,9	8,8	10,0	7,7	0,9	—0,2	0,6	0,2	0,4	0,3	0,5
4	—1,1	8,1	10,0	9,7	7,1	1,1	—0,6	0,3	0,1	0,0	0,7	—0,6
5	—1,1	4,5	12,4	12,2	8,3	1,8	1,2	0,3	—0,5	—0,1	—0,1	—0,2
6	0,3	2,9	6,1	7,5	7,2	0,8	—0,5	—0,6	—1,6	—1,3	—1,5	—0,8
7	—0,5	6,3	10,6	12,5	9,8	1,4	+0,6	0,1	—0,3	—0,2	0,0	—0,1
8	—0,6	3,5	8,8	8,6	5,7	0,1	—1,2	—1,0	—1,3	—1,1	0,3	0,1
9	—1,4	3,2	5,6	6,5	4,1	0,9	—1,2	—1,3	—1,0	—0,4	—0,7	—0,6
10	—0,1	2,0	4,1	9,3	5,9	—	0,3	—1,1	0,0	—0,4	0,2	0,0
Среднее	—0,5	4,5	8,1	9,3	6,9	1,2	—0,2	—0,3	—0,1	—0,3	—0,1	—0,1

Однако величины изменения t воздуха с высотой в отдельных сериях могут значительно отклоняться от своих средних значений (табл. 3). Так, в 11 час. в слое 2—3 мм градиент температуры $\gamma_{\max} = 1333,0$ град/м, $\gamma_{\min} = 200,0$ град/м при $\gamma_{\text{ср}} = 400,0$ град/м.

Отклонения от среднего значения градиентов достигают 56% для слоя 2—5 мм (без учета данных серии 10¹), 91% для слоя 5—10 мм, 108% для слоя 10—20 мм, 112% для слоя 20—50 мм и 333% для слоя 50—100 мм. Такое возрастание величины отклонения можно объяснить увеличением с высотой турбулентного перемешивания воздуха, а также уменьшением самих градиентов.

¹ Серия 10 значительно отличается от предыдущих и будет рассмотрена отдельно.

Менее всего отличаются от среднего значения величины перепада между температурами почвы и воздуха, однако и в этом случае наибольшее отклонение составляет 49% средней величины.

На рис. 2 представлены средние профили температуры воздуха. Распределение температуры в дневное время в общем близко к логарифми-

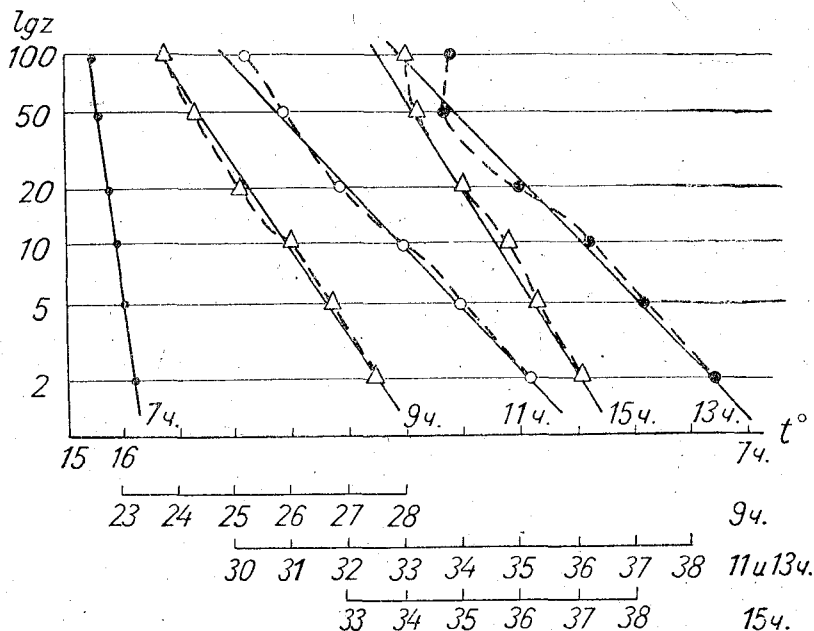


Рис. 3. Вертикальные профили температуры воздуха в дневной период (построенные по средним данным).

ческому в слое 2—50 мм. Это видно на рис. 3, где высоты взяты в логарифмической шкале.

Таблица 3

Максимальные и минимальные величины градиентов (град/м) температуры воздуха в дневной период

Часы	Слой (мм)									
	2—5		5—10		10—20		20—50		50—100	
	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min
9	400,0	67,0	380,0	40,0	210,0	10,0	47,0	0,0	26,0	-2,0
11	1133,0	133,0	360,0	20,0	260,0	40,0	83,0	17,0	38,0	-4,0
13	1333,0	200,0	280,0	120,0	220,0	50,0	77,0	10,0	24,0	-20,0
15	467,0	100,0	200,0	-20,0	140,0	20,0	63,0	0,0	18,0	-20,0

Обращает на себя внимание аномальный ход вертикального профиля температуры в слое 50—100 мм в 13 час., где в четырех случаях из девяти температура на высоте 100 мм выше, чем на высоте 50 мм. Разности между температурой на высотах 5 и 10 см достигают величин $-0,7^\circ$ (серия 3), $-1,0^\circ$ (серия 5), $-0,6^\circ$ (серия 8), $-0,8^\circ$ (серия 10). В остальных же случаях эти разности равны $0,5^\circ$ (серия 2), $0,6^\circ$ (серия 4), $1,2^\circ$ (се-

рия 6), $0,3^\circ$ (серия 7) и $0,1^\circ$ (серия 9). Этот аномальный ход получил свое отражение и на средней кривой распределения температуры воздуха.

Отрицательные градиенты в слое 50—100 мм наблюдались и в другие дневные сроки наблюдений, но число их и величины были меньше, чем в 13 час.

Причина такой аномалии в вертикальном распределении температуры пока не ясна. Не исключено влияние сухих растений — кустов колючек, покрывающих значительную площадь в районе наблюдений, за счет теплообмена между растениями и воздухом.

Зависимость распределения температуры в нижнем 10-сантиметровом слое от скорости ветра выражена слабо. Наибольшая связь между скоростью ветра на высоте 1 м и разностью температур наблюдается между температурами поверхности почвы и воздуха на высоте 2 мм, где существует тенденция к уменьшению Δt_{0-2} с увеличением скорости ветра (рис. 4).

Однако в отдельных случаях такая связь довольно хорошо прослеживается. Примером могут служить наблюдения в сериях 9 и 10, проведенных при сильном ветре (серия 9) и тихой погоде (серия 10). На рис. 5 наглядно видно, что ветер, выравнивая температуры, уменьшает вертикальные градиенты.

Серия 10 отличается от всех предыдущих малыми скоростями ветра в дневной период, что создает несколько необычное распределение тем-

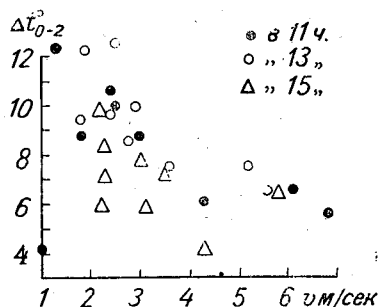


Рис. 4. Зависимость разности температур поверхности почвы и воздуха на высоте 2 мм от скорости ветра на уровне 1 м.

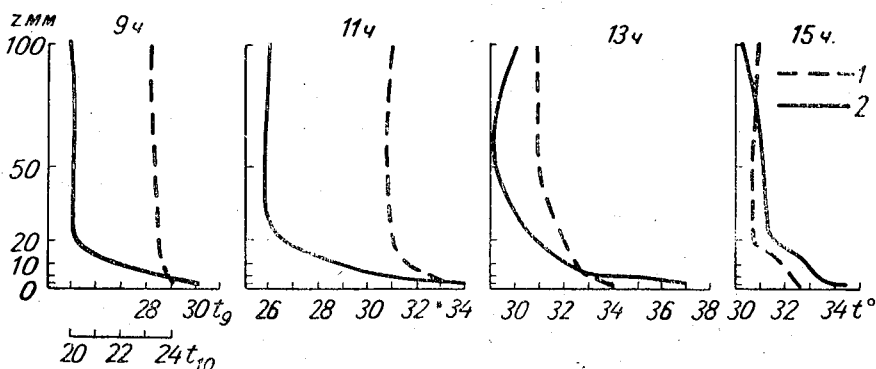


Рис. 5. Вертикальные профили температуры воздуха, наблюдавшиеся в сериях 9 (24—25/IX—1959 г.) и 10 (26—27/IX 1959 г.).
1) серия 9, 2) серия 10.

пературы в слое воздуха, прилегающем к земной поверхности. Перепад температуры между почвой и воздухом на высоте 2 мм меньше, чем в других сериях, а градиенты в слое 2—20 мм гораздо больше (табл. 4).

Если дневной период характеризуется четким изменением градиентов в течение дня, резким уменьшением их с высотой и значительными величинами, то для ночи характерны малые изменения величин градиентов (см. рис. 2).

Рассматривая средние профили температуры в ночное время, можно заметить в общем инверсионном изменении температуры с высотой изгибы, нарушающие правильный ход кривой в слое 0—10 мм.

Таблица 4

Сравнение вертикальных температурных градиентов, наблюдавшихся в серии 10 (26—27/IX 1959 г.), со средними величинами градиентов (град/м)

Часы	Слой (мм)					
	2—5		5—10		10—20	
	γ_{10}	$\gamma_{ср}^1$	γ_{10}	$\gamma_{ср}$	γ_{10}	$\gamma_{ср}$
9	400,0	233,0	380,0	120,0	210,0	80,0
11	1133,0	300,0	340,0	200,0	260,0	80,0
13	1333,0	300,0	180,0	200,0	130,0	120,0
15	400,0	267,0	80,0	100,0	140,0	70,0

Эти нарушения правильного хода обусловлены тем, что площадка (10×10 см), над которой измерялась температура воздуха, обладала несколько иными температурными характеристиками, чем окружающая поверхность, так как она при установке прибора была выравнена и несколько уплотнена. Благодаря большей плотности она обладала и большей теплопроводностью, что обуславливало более высокую температуру ночью и более низкую днем. Это предположение было проверено экспериментально, и температура площадки, измеренная с помощью термоспаев, оказалась в ночное время примерно на 2° выше, чем температура окружающей поверхности.

На распределении температуры от 10 мм и выше сказывается, вероятно, влияние воздуха, приходящего с других участков, а в слое 0—5 мм при ночных штилях воздух застаивается и благодаря более высокой температуре площадки имеет свой градиент.

Отсюда можно сделать вывод, что распределение температуры ночью только от некоторого уровня (в нашем случае от 2 см) имеет правильный ход, обусловленный общим выхолаживанием воздуха, а ниже непосредственно сказывается состояние участка подстилающей поверхности, над которым формируется воздух.

Обращает на себя внимание тот факт, что в ночные часы температура поверхности почвы в отдельных случаях бывает выше температуры воздуха, что видно из табл. 2.

Более высокие температуры поверхности почвы в ночной период наблюдались не впервые, однако удовлетворительное объяснение этого явления пока не найдено.

Суточный ход температуры воздуха в 10-сантиметровом слое изображен на рис. 6, где нанесены средние величины температуры на уровнях 2 и 100 мм.

Максимумы на этих уровнях несколько смещены относительно друг друга и наступают на уровне 2 мм примерно в 13 ч. 30 м., на уровне 100 мм в 14 ч. 30 м. Такое смещение максимумов объясняется запаздыванием прогревания выше лежащих слоев.

¹ $\gamma_{ср}$ — средний градиент из восьми серий (2—9).

В вечерний и ночной периоды существенных различий в ходе температуры не наблюдается. Минимум наступает около 5 час.

Суточные амплитуды колебания температуры на различных высотах значительно отличаются (рис. 7). Наибольших значений амплитуды достигают непосредственно у поверхности земли. С возрастанием высоты

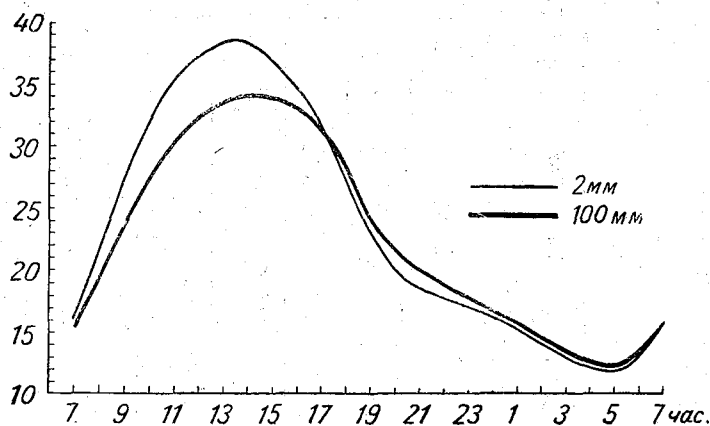


Рис. 6. График суточного хода температуры воздуха на высоте 2 и 100 мм (по средним данным за девять серий).

они уменьшаются и в слое 50—100 мм имеют практически одинаковые значения (по средним величинам температуры).

В заключение нужно сказать, что в данной работе рассматриваемый вопрос изложен не достаточно полно. Нужны еще дополнительные специальные наблюдения для объяснения таких фактов, как превышение

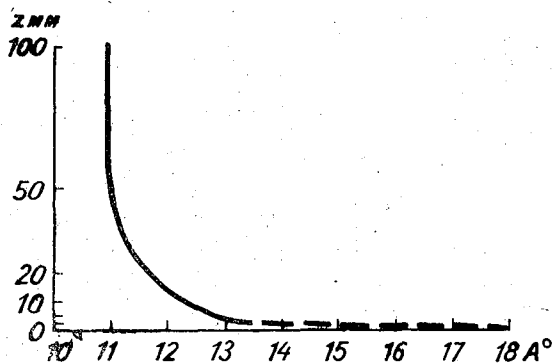


Рис. 7. График изменения с высотой средней амплитуды суточного колебания температуры воздуха.

температуры почвы над температурой воздуха в ночное время, аномальный ход изменений t в слое 50—100 мм в дневные часы и т. д., так как сделать это на основании собранного материала не представляется возможным.

В приложении даны температуры воздуха для слоя 0—100 мм, наблюдаемые в сентябре 1959 г. в период Махталинской экспедиции.

Температура поверхности почвы (0 мм) и воздуха на высотах 2, 5, 10, 20, 50 и 100 мм, измеренная микроградиентометром

Махталы, сентябрь 1959 г.

Часы	Высота (мм)	№ серии									Среднее
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	
7	0	21,7	16,4	18,2	15,4	16,6	14,5	11,8	14,4	12,3	15,7
	2	21,7	16,1	19,3	16,5	16,3	15,0	12,4	15,8	12,4	16,2
	5	21,7	16,2	19,0	16,6	16,2	15,0	12,4	15,6	12,3	16,1
	10	21,6	16,1	18,1	16,6	16,1	15,0	12,2	15,6	12,1	15,9
	20	21,4	15,8	18,3	16,7	16,0	15,2	12,1	14,7	12,1	15,8
	50	21,2	15,1	17,3	16,9	15,9	15,1	12,2	14,5	12,4	15,6
	100	21,0	15,1	16,9	16,9	15,8	15,0	12,3	14,3	12,2	15,5
	0	35,0	34,3	34,5	30,1	33,7	32,4	28,4	32,3	27,2	32,0
	2	30,6	26,4	28,4	25,6	30,8	26,1	24,9	29,1	25,2	27,5
	5	30,1	26,1	27,9	24,4	29,6	25,4	24,1	28,9	24,0	26,7
9	10	29,5	25,6	27,3	23,8	29,0	24,5	23,6	28,7	22,1	26,0
	20	29,2	23,7	26,8	23,0	28,0	23,4	23,2	28,6	20,0	25,1
	50	27,9	22,7	25,6	22,6	26,6	22,5	22,4	28,3	20,0	24,3
	100	28,0	21,4	24,3	22,3	26,7	22,4	21,2	28,1	19,8	23,8
	0	45,1	43,0	46,6	45,3	44,8	44,5	43,2	39,1	38,2	43,3
	2	38,5	34,2	36,6	32,9	38,7	33,7	34,4	33,5	34,1	35,2
	5	37,5	32,7	35,7	32,1	37,6	33,3	33,6	32,7	30,7	34,0
	10	36,6	31,4	35,6	31,7	36,5	31,5	32,7	31,6	29,0	33,0
	20	36,2	30,8	35,0	30,1	35,5	30,8	31,4	31,1	26,4	31,9
	50	34,8	29,7	34,1	27,6	34,5	30,1	30,3	30,8	25,9	30,9
10	100	34,5	29,0	32,5	27,3	34,0	30,0	28,4	31,0	26,0	30,2
	0	48,8	46,4	52,3	49,7	49,4	48,3	47,4	40,7	46,3	47,7
	2	41,3	36,4	42,6	37,5	41,9	35,8	38,8	34,2	37,0	38,4
	5	40,4	35,6	41,6	36,9	40,9	35,1	37,8	33,2	33,0	37,2
	10	39,7	34,5	40,2	35,9	39,9	34,3	36,7	32,6	32,1	36,2
	20	37,9	33,0	38,0	34,9	39,4	32,9	36,0	32,0	30,8	35,0
	50	37,4	31,0	37,7	32,6	38,6	32,2	33,9	31,0	29,2	33,7
	100	36,9	31,7	37,1	33,6	37,4	31,9	34,5	30,9	30,0	33,8
	0	44,3	44,9	47,7	46,3	47,6	44,7	43,4	36,6	40,4	44,0
	2	37,9	37,2	40,6	38,0	40,4	34,9	37,7	32,5	34,5	37,1
13	5	36,9	35,8	39,9	37,6	39,6	33,9	37,3	32,2	33,3	36,3
	10	36,9	35,2	40,0	36,8	39,0	33,4	36,3	31,9	32,9	35,8
	20	36,7	34,2	39,3	35,8	38,7	33,1	35,4	30,7	31,5	35,0
	50	35,5	32,6	38,0	35,4	38,3	31,2	35,2	30,7	31,2	34,2
	100	35,1	32,9	37,2	35,9	37,4	32,2	34,5	30,9	30,3	34,0
	0	34,7	31,4	37,2	35,6	34,2	33,0	32,4	29,8	—	33,5
	2	33,0	30,5	36,1	33,8	33,4	31,6	32,3	28,9	—	32,4
	5	32,8	30,5	36,2	33,8	33,6	31,1	32,3	28,6	—	32,3
	10	32,8	30,4	36,3	33,6	33,5	31,0	32,2	28,6	—	32,3
	20	33,0	30,2	36,0	33,4	33,6	30,9	32,1	28,4	—	32,2
15	50	32,7	30,3	36,0	33,4	33,5	30,8	32,1	28,1	—	32,1
	100	32,4	30,3	35,8	33,0	33,4	30,6	32,2	28,0	—	32,0
	0	24,9	24,0	25,6	23,4	23,5	20,6	22,6	22,0	20,2	23,0
	2	25,5	24,2	26,2	22,2	24,0	20,0	23,8	23,2	19,9	23,2
	5	25,5	23,8	26,3	22,7	24,1	19,9	24,2	22,9	20,2	23,3
	10	25,3	24,0	26,1	22,5	24,2	19,3	23,4	23,0	20,0	23,1
	20	25,5	23,8	26,0	22,4	24,5	19,6	24,5	23,2	19,7	23,2
	50	25,7	24,1	25,8	23,2	24,7	19,8	25,1	23,1	19,9	23,5
	100	25,8	24,5	26,1	22,7	25,0	20,3	25,5	23,1	20,2	23,7

Часы	Высота (мм)	№ серии									Среднее
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	
21	0	20,7	20,2	22,6	18,0	19,6	15,6	18,0	19,7	16,3	19,0
	2	20,8	19,6	22,3	17,7	20,2	15,5	19,0	21,0*	17,4	19,3
	5	20,7	19,7	22,4	17,7	20,3	15,3	19,3	21,0	17,2	19,3
	10	20,6	19,4	22,0	17,3	20,5	15,2	19,6	21,0	17,4	19,2
	20	21,2	19,4	22,5	17,3	20,6	15,2	19,7	20,9	17,4	19,4
	50	21,3	19,6	22,7	17,7	20,8	15,5	19,9	21,0	17,5	19,6
	100	21,3	19,7	22,3	18,0	21,0	15,4	20,1	21,2	18,0	19,7
	0	17,7	17,6	19,6	14,9	19,0	12,9	16,0	17,3	14,8	17,0
	2	17,7	17,4	19,5	15,4	20,6	13,2	17,3	18,3	14,8	17,1
	5	17,7	17,7	19,6	15,0	20,8	13,1	17,6	18,3	14,7	17,2
23	10	17,6	17,6	19,4	15,5	21,1	13,2	17,5	18,2	14,7	17,2
	20	17,7	18,1	19,8	15,2	21,3	13,0	17,5	18,2	14,4	17,2
	50	17,8	18,4	19,8	15,2	21,4	13,6	17,8	18,3	14,7	17,4
	100	17,8	18,9	20,2	15,6	21,7	13,7	18,2	18,3	15,0	17,7
	0	16,4	15,9	17,9	13,2	17,5	10,9	13,5	15,4	13,6	14,9
	2	16,0	15,5	17,9	13,3	18,8	11,1	14,6	15,8	14,0	15,2
	5	16,0	15,5	17,9	12,9	18,8	11,0	14,4	15,7	13,8	15,1
	10	16,6	15,7	18,1	12,9	18,7	10,8	15,0	15,8	13,8	15,3
	20	16,8	15,7	18,3	12,7	19,0	11,0	15,0	15,8	13,8	15,3
	50	17,0	15,9	18,7	13,3	18,9	11,7	15,4	16,0	14,1	15,7
1	100	17,2	16,2	18,9	13,3	19,4	11,2	15,6	16,0	13,9	15,7
	0	15,0	13,1	15,6	11,2	15,8	9,7	11,2	13,3	12,3	13,0
	2	14,7	12,8	14,9	11,3	17,3	9,7	10,9	14,0	12,1	13,1
	5	14,7	12,8	15,0	11,3	17,2	9,9	10,6	13,8	12,1	13,0
	10	14,7	12,8	15,4	11,2	17,5	10,1	10,9	12,9	12,1	13,1
	20	15,1	12,8	15,7	11,0	17,6	10,1	11,0	12,8	12,3	13,2
	50	15,9	13,2	15,8	11,3	17,7	10,3	11,0	12,7	12,6	13,4
	100	15,8	12,8	16,4	11,5	17,6	10,2	10,7	12,6	12,3	13,3
	0	13,7	11,6	14,8	9,7	15,1	8,1	9,2	11,3	10,7	11,6
	2	13,2	11,1	15,4	9,9	15,9	8,2	9,1	11,9	10,7	11,7
3	5	13,0	11,3	15,6	9,8	16,0	8,0	8,8	12,2	10,6	11,7
	10	13,0	11,5	15,6	9,8	16,1	7,8	8,8	12,3	10,4	11,7
	20	12,6	11,5	15,7	10,0	16,4	7,6	8,8	12,5	10,6	11,8
	50	12,2	11,5	15,9	10,1	16,8	7,6	8,8	12,5	10,6	11,8
	100	12,5	11,6	16,0	9,8	16,7	8,0	9,2	12,7	10,6	11,9
	0	13,7	11,6	14,8	9,7	15,1	8,1	9,2	11,3	10,7	11,6
	2	13,2	11,1	15,4	9,9	15,9	8,2	9,1	11,9	10,7	11,7
	5	13,0	11,3	15,6	9,8	16,0	8,0	8,8	12,2	10,6	11,7
	10	13,0	11,5	15,6	9,8	16,1	7,8	8,8	12,3	10,4	11,7
	20	12,6	11,5	15,7	10,0	16,4	7,6	8,8	12,5	10,6	11,8
5	50	12,2	11,5	15,9	10,1	16,8	7,6	8,8	12,5	10,6	11,8
	100	12,5	11,6	16,0	9,8	16,7	8,0	9,2	12,7	10,6	11,9

РАДИАЦИОННЫЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье приводится описание радиационного термометра, основанного на принципе компенсации, рассмотрены условия проведения полевых наблюдений по этому прибору и результаты измерений температуры поверхности почвы, а также излучения атмосферы в Голодной степи в районе совхоза Махталы.

Одно из существенных преимуществ радиационного метода измерения температуры деятельной поверхности заключается, как известно, в том, что этот метод дает возможность определять бесконтактным путем среднюю температуру излучающей поверхности в некотором слое, который в природных условиях в ряде случаев отличается значительной температурной неоднородностью. Примером может служить поверхность с несплошным растительным покровом, местность со сложным микро- или макрорельефом и т. д.

За последние годы предложено несколько различных приборов для измерения температуры поверхностей радиационным методом [1, 2, 3, 4]. Некоторые из них [1] нашли практическое применение и дали интересные результаты.

В Махталинской экспедиции производились испытания нового варианта радиационного термометра, разработанного автором в 1959 г.

Схема прибора приведена на рис. 1а. Датчиком прибора служит балансомер 1, приемные поверхности которого имеют в диаметре 21 мм и находятся на расстоянии 3 мм друг от друга. Чувствительность балансомера около 5 мв на 1 кал/см²мин. Балансомер помещен в толстостенном алюминиевом цилиндре 2, внутренняя поверхность которого зачернена. Снаружи цилиндр покрыт слоем теплоизоляции 3 и окрашен в белый цвет. Верхняя и нижняя приемные пластины балансомера равно удалены от краев цилиндра. Система имеет телесный угол $\omega = 67^\circ$. С одной стороны над отверстием цилиндра, на расстоянии 25 мм от его края, укреплен алюминиевый диск 4 толщиной 10 мм, имеющий форму усеченного конуса. В верхней части диска вмонтирована константановая проволока 5, витки которой равномерно распределены по площади диска. Проволока имеет сопротивление 8 ом и служит для электрического подогрева диска. На нижней поверхности диска, обращенной к балансомеру, приклеена через изоляцию из тонкой трансформаторной бумаги (толщиной 0,02 мм) медная эмалированная проволока 6 ($d=0,05$ мм) общим сопротивлением 250 ом, которая, являясь датчиком термометра сопротивления, служит для измерения температуры нижней поверхности диска. Эта поверхность диска вместе с медной проволокой зачернена сажей. Кроме того, для контрольных измерений температуры в отвер-

ствие диска вставляется ртутный термометр 7. На каждую из сторон прибора может надеваться оправа 8 с полиэтиленовыми пленками 9 для защиты балансомера от ветра.

Схема электрических соединений приведена на рис. 1 б. Балансомер соединен с гальванометром Г; к нагревательной проволоке 5 через реостат Р может подаваться напряжение от батареи аккумуляторов Б; температура нижней поверхности диска 4 определяется с помощью неуравновешенного моста М системы ГГО.

Метод измерений основан на принципе компенсации. Для определения температуры действительной поверхности прибор устанавливается

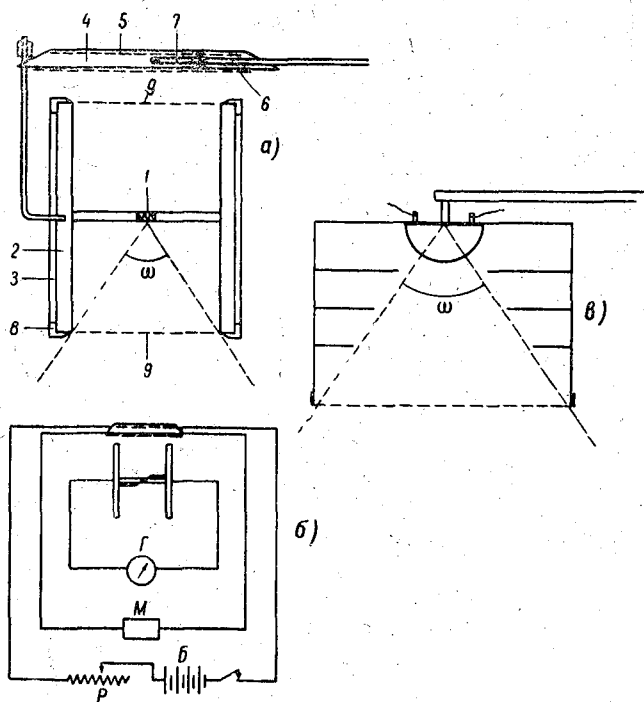


Рис. 1. Схема радиационного термометра (а) и (б) и пирометра с насадкой (в).

открытой стороной цилиндра вниз. Пропуская электрический ток через проволоку 5, производят нагрев диска. С помощью реостата Р регулируют подогрев так, чтобы поток излучения диска на верхнюю пластину балансомера был равен сумме потоков излучения действительной поверхности и отраженной радиации на нижнюю пластину. При этом предполагается, что благодаря значительной толщине стенок цилиндра (15 мм) и наличию теплоизоляции внутренняя поверхность цилиндра имеет однородную температуру и поток излучения от поверхности цилиндра на обе приемные поверхности балансомера одинаков. При равенстве потоков сверху и снизу гальванометр, включенный в цепь балансомера, покажет отсутствие тока. В это время необходимо измерить температуру диска с помощью термометра сопротивления.

Если обозначить $E_{\text{д}\omega}$ излучение диска в телесном угле ω , $E_{\text{з}\omega}$ и r_{ω} — излучение действительной поверхности и отраженную радиацию в том же телесном угле ω , то для откомпенсированного прибора можно написать

$$a_1 E_{\text{д}\omega} = a_1 E_{\text{з}\omega} + a_2 r_{\omega},$$

где a_1 и a_2 — интегральные коэффициенты пропускания фильтров из полиэтиленовой пленки длинноволновой и коротковолновой рассеянной радиации соответственно.

Имея в виду, что для изотропной радиации

$$E_{\text{д}\omega} = E_{\text{д}} \sin^2 \frac{\omega}{2} \quad \text{и} \quad E_{\text{з}\omega} = E_{\text{з}} \sin^2 \frac{\omega}{2},$$

где $E_{\text{д}}$ и $E_{\text{з}}$ — потоки излучения от полусферы, находим

$$E_{\text{з}} = E_{\text{д}} - \frac{a_2 r_{\omega}}{a_1 \sin^2 \frac{\omega}{2}}.$$

Величина r_{ω} нами определялась непосредственно с помощью пиранометра с насадкой, имеющей диафрагму (рис. 1 в), создающую телесный угол ω , равный телесному углу радиационного термометра. Значения a_1 и a_2 были определены экспериментально и оказались равными соответственно 0,87 и 0,88. Следует заметить, что при наблюдениях с фильтрами из полиэтилена насадка пиранометра также покрывалась полиэтиленовой пленкой, и, следовательно, с помощью пиранометра в этом случае определялась величина $a_2 r_{\omega}$. Полученное значение a_1 близко соответствует данным, приведенным в работе [4]. Значения $E_{\text{д}}$ находились по таблице излучения, составленной для величины излучательной способности 0,95. По этой же таблице затем находилась температура, соответствующая величине излучения $E_{\text{з}}$.

Для наблюдений в ночной период $r_{\omega} = 0$ и $E_{\text{з}} = E_{\text{д}}$. В этом случае температура деятельной поверхности определяется непосредственно по температуре диска (если принять одинаковыми их излучающие способности).

Данный прибор может быть также использован для измерения излучения атмосферы. Для этого прибор поворачивают открытой стороной цилиндра вверх, экранируют цилиндр от попадания прямых лучей солнца и производят охлаждение диска 4 (сухой углекислотой, смачиванием спиртом и т. п.). При осуществлении компенсации, когда гальванометр, соединенный с балансом, покажет отсутствие тока, определяют по термометру сопротивления температуру диска. Излучение атмосферы в телесном угле ω будет равно

$$E_{\text{а}\omega} = E_{\text{д}\omega} - \frac{a_2}{a_1} D_{\omega},$$

где D_{ω} — рассеянная радиация, поступающая от участка неба, ограниченного телесным углом ω , определяемая по пиранометру с насадкой, обращенному вверх и также экранированному от прямых солнечных лучей.

Если принять излучение атмосферы изотропным, то для излучения атмосферы от всего неба получим

$$E_{\text{а}} = E_{\text{д}} - \frac{a_2 D_{\omega}}{a_1 \sin^2 \frac{\omega}{2}}.$$

В ночной период при компенсации $E_{\text{а}} = E_{\text{д}}$.

Данным прибором можно также производить определения температуры деятельной поверхности и излучения атмосферы, не производя подогрева или охлаждения диска 4. В этом случае необходимо при наблю-

дениях определять температуру диска и производить отсчеты по гальванометру, соединенному с балансоммером. Определения E_z и E_a при наблюдениях без компенсации производятся по формулам:

$$E_z = E_d + \gamma N - \frac{a_2 r_w}{a_1 \sin^2 \frac{\omega}{2}},$$

$$E_a = E_d + \gamma N - \frac{a_2 D_w}{a_1 \sin^2 \frac{\omega}{2}},$$

где γ — переводный множитель системы балансоммер — гальванометр, N — отклонение стрелки гальванометра.

На рис. 2 приведен суточный ход температуры поверхности почвы по радиационному термометру (пунктирная линия) и по срочным термометрам, уложенным около прибора, по средним данным за 10 серий наблюдений, проведенных в сентябре 1959 г. в Голодной степи в районе совхоза Махталы.¹ На приведенном графике видно, что показания радиационного термометра в период наиболее значительного нагрева деятельной поверхности в среднем на $1,5^\circ$ выше, чем показания ртутных напочвенных термометров. Ночью различия не достигают 1° . В некоторых сериях в отдельные сроки наблюдались более значительные расхождения.

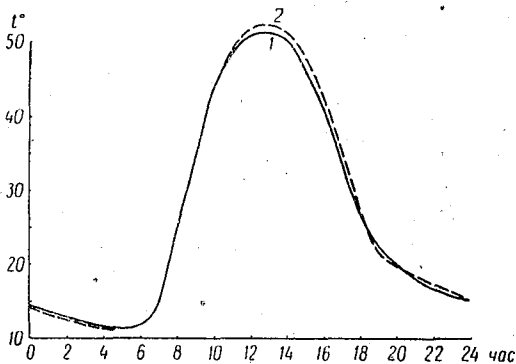


Рис. 2. Суточный ход температуры поверхности почвы по ртутным термометрам (1) и по радиационному термометру (2) по средним данным за 10 суток.

Излучение атмосферы, полученное по радиационному термометру, оказалось более низким, чем рассчитанное по данным актинометрических наблюдений. В дневной период различия составляли $0,10-0,15$ кал/см²мин., ночью — не более $0,05$ кал/см²мин.

В заключение следует сказать, что приведенные материалы являются результатом исследования лишь первого, опытного, экземпляра прибора данной конструкции. В дальнейшем предполагается продолжить начатую работу в направлении улучшения конструкции прибора и сбора более обширного материала наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26 (88), 1955.
2. Кондратьев К. Я., Логвинова З. А. О прямых методах определения температуры подстилающей поверхности. Вестник ЛГУ, № 22, вып. 4, 1956.
3. Фатеев Н. П. К развитию электрических и радиационных методов измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 86, 1958.
4. Голиков В. И. К вопросу об измерении инфракрасной радиации прибором с ветрозащитой из полиэтилена. Труды ГГО, вып. 80, 1959.

¹ В проведении наблюдений и обработке материалов принимала участие студентка САГУ А. Солдаткина.

О ЛОКАЛЬНОМ ТУРБУЛЕНТНОМ ТЕПЛООБМЕНЕ В УСЛОВИЯХ ТЕМПЕРАТУРНО НЕОДНОРОДНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В статье рассматривается метод определения турбулентного теплообмена с элементов деятельной поверхности, имеющих более высокую или более низкую температуру относительно температуры окружающей поверхности почвы.

Полученные результаты наблюдений дают представление о влиянии ветра и температурной стратификации на интенсивность турбулентного теплообмена в условиях температурно неоднородной деятельной поверхности.

С помощью существующих градиентных и структурных методов турбулентный поток тепла P определяется, как известно, для некоторого уровня над деятельной поверхностью в предположении равенства потоков на различных высотах в пределах приземного слоя. Полученные таким путем величины P будут отвечать некоторым средним температурным условиям деятельной поверхности, так как благодаря турбулентному перемешиванию различия в потоках тепла от небольших элементов подстилающей поверхности, имеющих различные температуры, на некотором уровне сглаживаются. Кроме того, сама методика градиентных и структурных наблюдений и их обработки предусматривает осреднения во времени исходных величин, входящих в расчетные формулы.

Между тем определенный интерес представляет также вопрос о различиях в интенсивности турбулентного теплообмена с отдельных, небольших по площади, элементов деятельной поверхности, имеющих различные температуры. Такие поверхности нередко встречаются в природных условиях; примером может служить поверхность почвы под растительным покровом, создающим на земле теневые пятна, перемежающиеся с небольшими участками, освещенными прямыми солнечными лучами. Различия температур затененных и освещенных участков могут достигать 20° и более [1].

В связи с этим возникает вопрос, как зависит турбулентный поток тепла с небольшого участка деятельной поверхности от разности температур между этим участком и окружающей его поверхностью. Эта задача решалась с помощью прибора для определения турбулентного теплообмена методом компенсации тепла [2] при проведении экспедиции в районе совхоза Махталы. Этим прибором определялся турбулентный поток тепла с приемной поверхности диска, установленного на поверхно-

сти земли, при различных значениях разности температур Δt между диском и поверхностью почвы. Площадь диска равна 50 см^2 .

Наблюдение в каждый срок состояло из ряда последовательных измерений P . Сначала производились измерения при диске, имеющем температуру, более низкую, чем температура деятельной поверхности, затем диск нагревался пропусканием электрического тока через манганиновую ленту, вмонтированную в диск, и измерения P производились при повышении температуры на каждый градус. В дневной период предельные значения Δt составляли от -5 , -7 , до 10 , 15° , вечером и ночью — от 4 , -7 до 35° .

Найдем соотношение между турбулентным потоком тепла для деятельной поверхности и диска, температура которого отлична от температуры деятельной поверхности. Уравнение теплового баланса диска, температура которого равна температуре поверхности почвы и у которого теплообмен с почвой исключен, можно представить в следующем виде [2]:

$$P_0 = R - (S' + D)(K - A) + q_0, \quad (1)$$

где P_0 — турбулентный поток тепла, который для диска и деятельной поверхности вследствие равенства их температур одинаков; R — радиационный баланс деятельной поверхности; $S' + D$ — суммарная радиация; K — альbedo диска, покрытого окисью магния; A — альbedo деятельной поверхности; q_0 — тепло компенсации, которое сообщается диску для выравнивания температур диска и поверхности почвы.

Турбулентный поток тепла P для диска, температура которого отлична от температуры деятельной поверхности, можно представить в виде

$$P = R - (S' - D)(K - A) - E_d + E_s + q, \quad (2)$$

где E_d и E_s — излучение поверхности диска и деятельной поверхности соответственно, q — тепло, выделяемое в диске электрическим током, для поддержания температуры диска на определенном уровне.

Из уравнений (1) и (2) находим величину разности турбулентных потоков тепла

$$\Delta P = P - P_0 = q - q_0 - (E_d - E_s). \quad (3)$$

Значения E_d и E_s определялись соответственно по температуре поверхности почвы, измерявшейся срочными термометрами, и по температуре диска, определявшейся с помощью термобатареи прибора, четные спаи которой находились на диске, а нечетные — на поверхности почвы. Значения q и q_0 вычислялись по формуле Джоуля — Ленца.

На рис. 1 для некоторых сроков приведены графики зависимости между ΔP и Δt по данным наблюдений за 24/IX (пунктирные линии) и за 26/IX (сплошные линии). День 24/IX (серия 9) отличался повышенными скоростями ветра, составлявшими в дневной период $5-7$ м/сек. (на высоте 1 м). В противоположность этому в течение суток 26/IX (серия 10) ветер был достаточно слабым ($1-2$ м/сек.).

Из рис. 1 прежде всего следует, что зависимость между ΔP и Δt для каждого срока наблюдений близка к линейной; следовательно, интенсивность турбулентного теплообмена для небольших участков деятельной поверхности, имеющих температуру, более высокую или более низкую, чем температура окружающей их поверхности почвы, отличается от интенсивности турбулентного теплообмена соседних участков на величину, пропорциональную разности температур этих участков.

Величина отношения $\frac{\Delta P}{\Delta t}$, очевидно, пропорциональна коэффициенту турбулентности и должна зависеть от скорости ветра и температурной

стратификации приземного слоя. Для нахождения зависимости $\frac{\Delta P}{\Delta t}$ от указанных факторов имеющихся материалов наблюдений недостаточно.

Сопоставляя данные рис. 1 с приведенными в табл. 1 значениями скоростей ветра, можно заключить, что с ростом скорости ветра ΔP заметно возрастает.

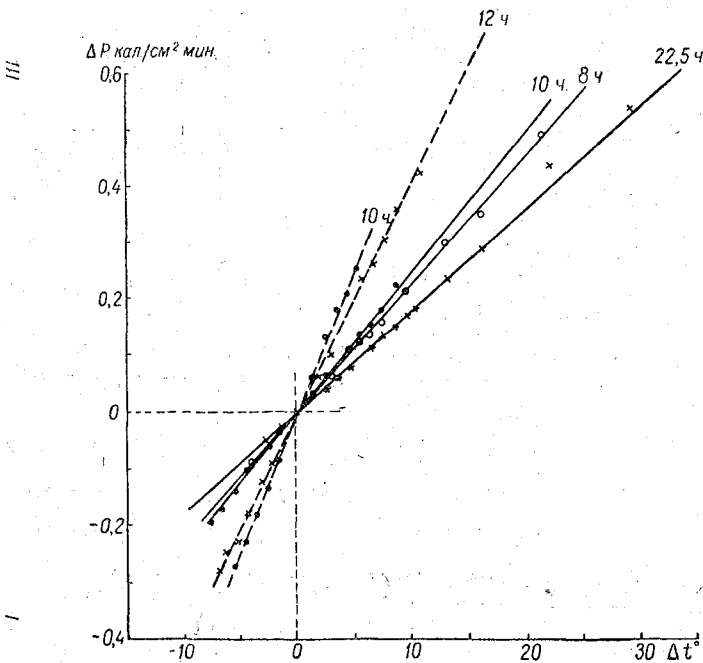


Рис. 1. Зависимость ΔP от Δt .

Таблица 1

Значения скоростей ветра v м/сек., отношений $\frac{\Delta P}{\Delta t}$ кал/см² мин. град. и разности температур воздуха $\Delta \theta$ на уровнях 25 и 100 см

	24/IX (серия 9)		26/IX (серия 10)							
	Часы		Часы							
	10	12	8	10	12	14	16	18	19	22,5
v	6,0	6,0	(1,0)	1,0	1,4	2,0	2,2	(1,5)	0,9	1,0
$\Delta P/\Delta t$	0,048	0,040	0,022	0,025	0,022	0,024	0,027	0,016	0,018	0,018
$\Delta \theta$	0,8	1,2	0,1	0,2	0,4	0,8	0,4	-0,1	-0,5	-0,8

Если днем при $v=1-1,5$ м/сек. $\frac{\Delta P}{\Delta t}$ составляет около 0,025, то при $v=6$ м/сек. это отношение возрастает почти вдвое. При разности температур элемента поверхности и поверхности окружающей почвы $\Delta t=10^\circ$ изменение теплообмена составляет при $v=1$ м/сек. около 0,25 кал/см²мин., а при $v=6$ м/сек. около 0,45 кал/см²мин. Если принять во внимание, что дневные значения турбулентного теплообмена в период наблюдений

были равны $0,35-0,40$ кал/см²мин., то отсюда следует, что величина ΔP может составлять значительную долю общего турбулентного потока тепла, а при больших Δt превышать его. В естественных условиях при ограниченном поступлении (отдаче) тепла к отдельным элементам деятельной поверхности, создающем избыточную (или более низкую) температуру элемента (например, при затенении отдельных участков почвы, при неоднородном альбедо поверхности, при различиях теплопроводности почвы и т. п.), усиление ветра приводит к выравниванию температур на деятельной поверхности. При значительных скоростях ветра температурные различия поверхности почвы, очевидно, будут существенно сглаживаться.

В ночной период при устойчивой стратификации приземного слоя воздуха турбулентный теплообмен с более или менее нагретого участка поверхности почвы развивается несколько менее интенсивно, чем днем при сверхadiaбатических градиентах температуры. Из табл. 1 следует, что заметное убывание отношения $\frac{\Delta P}{\Delta t}$ начинается с момента образования инверсии. Однако влияние температурной стратификации проявляется заметно слабее, чем влияние ветра; изменения вертикальных градиентов температуры не могут привести к столь значительным изменениям ΔP , как изменения скорости ветра.

В заключение следует заметить, что полученные результаты в количественном отношении относятся к элементам поверхности, имеющим размеры, не сильно отличающиеся от размеров диска прибора. Вопрос об интенсивности турбулентного теплообмена для поверхностей, имеющих существенно отличные размеры, требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А. Тепловой баланс и микроклимат некоторых ландшафтов песчаной пустыни. Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха. Л., 1958.
2. Айзенштат Б. А. Практический метод определения компонент теплового баланса земли. Труды ТГО, вып. 5 (6), 1951.

О ПОСТУПЛЕНИИ РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНЫ И ДНО ГОРНОЙ ДОЛИНЫ

В статье приводится описание актиметрической установки, являющейся моделью горной долины, приемы наблюдений с помощью этой установки и результаты наблюдений за рассеянной радиацией, поступающей на дно и склоны горной долины, имеющие различные углы наклона и различные азимуты. Также приводятся данные об интенсивности рассеянной радиации околосолнечной кольцевой зоны.

Изучение радиационного режима элементов горного рельефа имеет большое значение при решении некоторых задач горной метеорологии.

Данные о приходе различных видов радиации в горных условиях необходимы для выяснения вопросов таяния снега и льда в горах, температурного режима, развития горно-долинной циркуляции и т. д. Если для расчетов прихода солнечной радиации на склоны различной крутизны и ориентации имеются практически точные формулы [1, 2], то подобная задача в отношении потоков рассеянной радиации находится еще в стадии поисков.

Использование формул, предложенных для расчетов рассеянной и отраженной радиации для склона, обращенного в сторону горизонтальной поверхности с открытым горизонтом [3], ограничено в связи с неизотропным распределением рассеянной коротковолновой радиации. Как показали исследования К. Я. Кондратьева и М. П. Маноловой [4], для значительных углов наклона поверхности ($>30^\circ$) эти формулы могут давать ощутимые погрешности (величина которых, однако, невелика относительно потоков суммарной радиации).

Рациональным методом изучения радиационного режима склонов в отношении потоков рассеянной радиации является метод применения моделей. Простейшей моделью горного склона, лежащего перед открытой местностью, является сам пиранометр, установленный под тем или иным углом к горизонту. Именно этим путем авторами работ [4, 5] были получены подробные данные, освещающие радиационный режим склона в зависимости от таких факторов, как крутизна склона, его ориентация и время суток (или же высота солнца над горизонтом). Следует, однако, отметить, что такой прием дает возможность определять лишь суммарные потоки диффузной и отраженной радиации ($D+r$) или же суммарной и отраженной ($S'+D+r$).

В связи с тем что рассеянная радиация и отраженная изменяются в значительных пределах почти независимо друг от друга, могут возникнуть затруднения в количественной оценке их суммарного эффекта при различных состояниях деятельной поверхности и различных оптических

состояниях атмосферы — затруднения, вызванные тем, что полученные экспериментальным путем (при конкретных условиях) закономерности не охватывают различных соотношений потоков рассеянной и отраженной радиации.

В то же время рассмотрение совместного влияния обоих потоков ($D+r$) затрудняет анализ тех особенностей радиационного режима склонов, которые связаны с определенными закономерностями в распределении интенсивности рассеянной радиации по небосводу [6] и особенностями углового распределения потоков отраженной радиации [7].

В связи с тем что методом моделирования горных объектов можно выявить основные закономерности в поступлении потоков рассеянной радиации к некоторым элементам горного рельефа, была разработана и изготовлена специальная актинометрическая установка, являющаяся в определенном смысле моделью горной долины. Изготовленная модель являлась, естественно, моделью идеализированной горной долины — долины прямолинейной, не имеющей уклона, с параллельными гребнями бортов, со склонами неизменной высоты на всем протяжении.

С помощью этой установки в сентябре 1959 г. в районе совхоза Махталы (Голодная степь) во время работы комплексной гидрометеорологической экспедиции были проведены наблюдения за рассеянной радиацией, поступающей на склоны и дно горной долины при различных углах закрытия горизонта склонами и различных азимутах долины.

Устройство модели горной долины

На рис. 1 приведена схема модели горной долины. Установка имеет две дуги 1 и 2 в виде полуокружностей диаметром 120 см, находящиеся на станине 3. Дуги могут вращаться вокруг горизонтальной оси 4. Они закрепляются в требуемом положении с помощью двух стержней 5 и 6, которые шарнирно соединены с дугами и с кольцами 7 и 8, надетыми на металлическую стойку 9; кольца закрепляются с помощью винтов 10 и 11. К дугам приклеен расширяющийся книзу полог из черной материи (фланели), имеющий в верхней части вырез в форме дуг. На одном конце станины укреплен лимб 12 с градусными делениями. На дугах имеются указатели 13 и 14, показывающие на лимбе угол наклона дуг. Установка снабжена подвижным теневым кольцом 15 с экраном для затенения пиранометра от прямой солнечной радиации.

В центральной части установки на станине помещается пиранометр, снабженный специальным устройством, позволяющим устанавливать пиранометр в наклонном положении под любым углом в пределах от 0 до 90°. Пиранометр может поворачиваться вокруг вертикальной оси независимо от дуг, а также вместе со всей установкой. Для наблюдений стойка закапывается в землю в вертикальном положении так, чтобы приемная поверхность пиранометра находилась над поверхностью почвы на высоте 100—120 см.

Таким образом, при определенных углах наклона дуг пиранометр получает только рассеянную радиацию от участка неба, ограниченного дугами установки, что отвечает условиям горной долины, имеющей для некоторого ее участка соответствующие углы закрытия горизонта.

Показания горизонтально установленного пиранометра соответствуют приходу рассеянной радиации к горизонтальному участку дна долины. Если пиранометр наклонить в сторону одной из дуг, то его показание будет соответствовать поступлению рассеянной радиации к участку горной долины, имеющему наклон в сторону одного из бортов долины при соответствующих углах закрытия горизонта. Если при этом угол наклона

пиранометра меньше угла наклона другой дуги, то этому положению может соответствовать участок склона долины, выше которого склон имеет более значительную крутизну. Если же угол наклона пиранометра больше угла наклона этой дуги, то такое положение соответствует условиям прихода рассеянной радиации к одному из склонов горной долины в точке, для которой вышерасположенная часть этого склона не проектируется на фоне неба. Горизонтальное положение дуг при наклонном пиранометре соответствует поступлению рассеянной радиации на склон, обращенный к равнине.

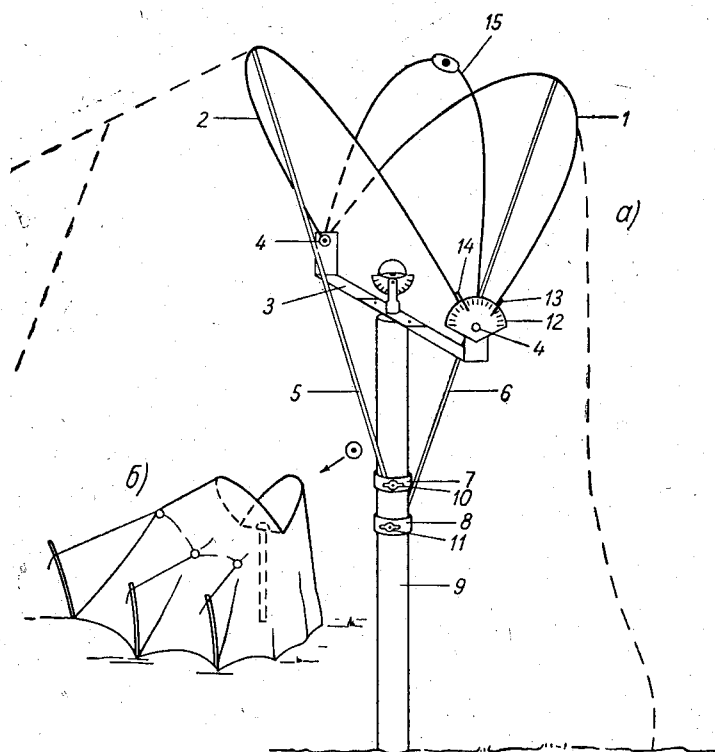


Рис. 1. Схема модели горной долины.

Ввиду того что применявшаяся черная материя, естественно, не является в полной мере черным телом, то для ослабления радиации, частично отражающейся от материи к пиранометру, полог при наблюдениях оттягивался растяжками, что придавало ему форму шатра (на рис. 1 а, пунктирная линия). Кроме того, поверхность почвы под пологом покрывалась также черной тканью. При обработке материалов наблюдений в необходимых случаях учитывалась неполная чернота материи и вводились соответствующие поправки.

Наблюдения проводились по нескольким различным схемам, отличающимся комбинациями азимутов модели долины, углов наклона дуг и пиранометра. Каждая схема соответствовала решению определенной задачи. Следует отметить, что в программу наблюдений были включены лишь такие схемы, при которых практически исключалось попадание прямых солнечных лучей на внутреннюю поверхность полога из черной материи. Это, естественно, несколько ограничивало выбор задач, но обес-

печивало более высокую точность определения рассеянной радиации неба.

Одновременно с измерениями на модели горной долины также были организованы измерения интенсивности рассеянной радиации околосолнечных кольцевых зон, имеющих угловые размеры (по диаметрам зон) 10—30 и 10—40°. Радиация околосолнечных зон определялась следующим образом. Сначала производились измерения по пиранометру, установленному горизонтально, со стандартным экраном, закрывающим 10-градусную зону. Затем поочередно устанавливались экраны, закрывающие 30 и 40-градусные зоны, центры которых проектировались на центр солнечного диска. Разность в показаниях пиранометра с малым и большим экранами будет соответствовать радиации от указанных кольцевых зон неба на горизонтальную поверхность.

Выполненные ранее исследования рассеянной радиации неба вблизи от солнца [8, 9] относятся преимущественно к малым угловым расстояниям от него. Нас же интересует более значительная околосолнечная область, способная вносить ощутимый вклад в рассеянную радиацию, поступающую на горные склоны.

Наблюдения по модели горной долины и по пиранометру с различными экранами проводились в виде дневных серий в сроки 7, 9, 11, 13, 15 и 17 час. местного среднесолнечного времени. Продолжительность каждого наблюдения составляла около одного часа, в течение которого измерения по пиранометру с различными экранами повторялись четыре раза, а на модели горной долины проводился один комплекс измерений, которые обычно располагались по симметричной относительно середины наблюдения схеме. Всего было проведено десять серий, восемь из которых относились к безоблачным дням.

Результаты наблюдений

Рассмотрим сначала результаты измерений интенсивности околосолнечной радиации. Выше отмечалось, что применявшийся нами метод позволяет определить интенсивность околосолнечной радиации на горизонтальную поверхность ($D_{\odot r}$). Пересчет на перпендикулярную поверхность (относительно направления на центр диска солнца) производился по формуле

$$D_{\odot \perp} = \frac{D_{\odot r}}{\sin h_{\odot}}. \quad (1)$$

Справедливость применения этой формулы для кольцевой зоны неба вытекает из следующего.

Если принять, что интенсивность рассеянной радиации неба в кольцевой зоне, имеющей угловые размеры φ_1 и φ_2 (от центра солнечного диска до границ зоны), изотропна и равна F_0 , то для напряжения рассеянной радиации от кольцевой зоны на горизонтальную поверхность $D_{\odot r}$ можно получить следующее выражение:

$$D_{\odot r} = F_0 \pi \cos z \frac{\cos 2\varphi_1 - \cos 2\varphi_2}{2}, \quad (2)$$

где z — зенитное расстояние солнца.

Падение лучей от околосолнечной кольцевой зоны на перпендикулярную поверхность будет определяться условием $z=0$

$$D_{\odot \perp} = F_0 \pi \frac{\cos 2\varphi_1 - \cos 2\varphi_2}{2}. \quad (3)$$

Из (2) и (3) вытекает выражение (1).

В более общем случае поступление рассеянной радиации от около-солнечной кольцевой зоны на наклонную поверхность (склон), имеющую угол наклона α и экспозицию (азимут) A_0 , определяется выражением

$$D_{\odot c} = F_0 \pi \frac{\cos 2\varphi_1 - \cos 2\varphi_2}{2} [\cos \alpha \cos z + \sin \alpha \sin z \cos (A_{\odot} - A_c)], \quad (4)$$

откуда

$$D_{\odot c} = D_{\odot r} \frac{\cos \alpha \cos z + \sin \alpha \sin z \cos (A_{\odot} - A_c)}{\sin h_{\odot}}. \quad (5)$$

Формулы (1) и (5) были получены с помощью выражений (2) и (4), относящихся к условиям изотропной радиации. Оценим величину погрешности, возникающей благодаря изотропному приближению. Для этого найдем отношение двух потоков радиации на горизонтальную поверхность от околосолнечной кольцевой зоны: 1) при неравномерном распределении энергетической яркости, когда яркость убывает от внутренней до внешней границы зоны по экспоненциальному закону ($D_{\odot \text{exp}}$), что соответствует реальным условиям распределения яркости около солнца, и 2) при равномерной яркости ($D_{\odot \text{cp}}$), которая получена путем соответствующего осреднения внутри кольцевой зоны яркости, отвечающей экспоненциальному закону распределения.

Примем яркость на внутренней границе кольцевой зоны, имеющей угловые размеры φ_1 , равной F_1 , а яркость на внешней границе зоны, имеющей размеры φ_2 , равной F_2 . Распределение яркости внутри зоны зададим в виде

$$F = F_2 e^{a(\varphi_2 - \varphi)}, \quad (6)$$

тогда

$$D_{\odot \text{exp}} = F_2 \int_0^{2\pi} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} e^{a(\varphi_2 - \varphi)} \sin \varphi \cos i d\varphi dA,$$

где

$$\cos i = \cos z \cos \varphi - \sin z \sin \varphi \cos A,$$

A — азимутальный угол, лежащий в плоскости кольцевой зоны и изменяющийся в пределах от 0 до 2π .

Интегрирование дает

$$D_{\odot \text{exp}} = F_2 \frac{\pi \cos z}{4 + a^2} [e^{a(\varphi_2 - \varphi_1)} (a \sin 2\varphi_1 + 2 \cos 2\varphi_1) - (a \sin 2\varphi_2 + 2 \cos 2\varphi_2)]. \quad (7)$$

Средняя яркость кольцевой зоны может быть представлена в виде

$$F_{\text{cp}} = \frac{1}{\sigma} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} F d\sigma, \quad (8)$$

где σ — площадь кольцевой зоны, F — яркость зоны, заданная в форме (6).

Интегрируя (8), находим

$$F_{\text{cp}} = F_2 \frac{e^{a(\varphi_2 - \varphi_1)} (a \sin \varphi_1 + \cos \varphi_1) - (a \sin \varphi_2 + \cos \varphi_2)}{(1 + a^2) (\cos \varphi_1 - \cos \varphi_2)}. \quad (9)$$

Подставляя (9) в (2), получим выражение для интенсивности рассеянной радиации кольцевой зоны, имеющей яркость $F_{\text{ср}}$,

$$D_{\odot \text{ср}} = F_2 \frac{\pi \cos z (\cos 2\varphi_1 - \cos 2\varphi_2) [e^{a(\varphi_2 - \varphi_1)} (a \sin \varphi_1 + \cos \varphi_1) - (a \sin \varphi_2 + \cos \varphi_2)]}{2(1 + a^2)(\cos \varphi_1 - \cos \varphi_2)}. \quad (10)$$

С помощью выражений (7) и (10) были подсчитаны относительные погрешности

$$\delta = \frac{D_{\odot \text{exp}} - D_{\odot \text{ср}}}{D_{\odot \text{ср}}},$$

возникающие при использовании формулы (2), полученной для случая изотропного распределения рассеянной радиации внутри околосолнечной кольцевой зоны.

Результаты оказались следующими:

для угловых размеров зоны $\varphi_1 = 5^\circ$, $\varphi_2 = 15^\circ$ при $\frac{F_1}{F_2} = 8$ $\delta = 0,5\%$;

для угловых размеров зоны $\varphi_1 = 5^\circ$, $\varphi_2 = 20^\circ$ при $\frac{F_1}{F_2} = 22$ $\delta = 0,8\%$.

Полученные результаты указывают, что в пределах рассмотренных угловых размеров околосолнечной зоны формула (2) даже в случае существенной неизотропности рассеянной радиации внутри зоны является достаточно точной. Это подтверждает справедливость выражений (1), (3) и (5).

В табл. 1 приведены значения $D_{\odot \text{г}}$, $D_{\odot \perp}$, их отношения к рассеянной радиации всего неба и коэффициенты прозрачности p по средним данным за восемь безоблачных дней сентября. Данные по рассеянной радиации приведены для трех кольцевых зон: зона 1 — $\varphi_1 = 5^\circ$, $\varphi_2 = 20^\circ$, зона 2 — $\varphi_1 = 5^\circ$, $\varphi_2 = 15^\circ$ и зона 3 — $\varphi_1 = 15^\circ$, $\varphi_2 = 20^\circ$.

Таблица 1

Значения интенсивности рассеянной радиации (кал/см² мин.) околосолнечных кольцевых зон, их отношения к общей величине рассеянной радиации и значения коэффициента прозрачности по средним данным за восемь безоблачных дней сентября

Часы	$D_{\odot r}$			$D_{\odot \perp}$			$D_{\odot r}/D$			$D_{\odot \perp}/D$			p
	№ зоны												
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
7	0,019	0,016	0,004	0,092	0,072	0,02	0,18	0,14	0,04	0,84	0,65	0,18	0,70
9	0,035	0,028	0,007	0,064	0,050	0,01	0,19	0,15	0,04	0,35	0,28	0,07	0,70
11	0,042	0,034	0,007	0,056	0,046	0,01	0,19	0,16	0,04	0,26	0,21	0,04	0,68
13	0,040	0,031	0,008	0,051	0,041	0,01	0,19	0,15	0,04	0,25	0,20	0,05	0,68
15	0,034	0,028	0,006	0,062	0,050	0,01	0,19	0,15	0,04	0,34	0,28	0,06	0,69
17	0,018	0,014	0,004	0,082	0,066	0,02	0,18	0,14	0,04	0,82	0,65	0,17	0,70

Дневной ход $D_{\odot \text{г}}$ характеризуется повышенными значениями в околополуденные часы и более низкими в утренние и вечерние. Отношения $\frac{D_{\odot \text{г}}}{D_{\text{т}}}$ в течение дня сохраняют практически постоянные значения. Это

указывает, что при некоторой прозрачности атмосферы, устойчиво сохраняющейся в течение дня, величина $D_{\odot\Gamma}$ прямо пропорциональна напряжению рассеянной радиации от всего неба.

Как видно из рис. 2, величина отношения $\frac{D_{\odot\Gamma}}{D}$ возрастает с убыванием коэффициента прозрачности, откуда следует, что с ослаблением прозрачности атмосферы интенсивность околосолнечной радиации возрастает быстрее, чем напряжение рассеянной радиации всего неба.

Из графика следует, что при низкой прозрачности атмосферы радиация околосолнечной зоны на горизонтальную поверхность может достигать $1/4$ части общей величины рассеянной радиации.

В пределах значений коэффициентов прозрачности, наблюдавшихся в период работы экспедиции (от 0,62 до 0,76), зависимость между $\frac{D_{\odot\Gamma}}{D}$ и p может быть представлена эмпирическими формулами вида

$$\frac{D_{\odot\Gamma}}{D} = a - bp, \quad (11)$$

откуда следует зависимость $D_{\odot\Gamma}$ от D и p

$$D_{\odot\Gamma} = D(a - bp). \quad (12)$$

Значения коэффициентов a и b для отдельных зон оказались следующими:

для зоны $\varphi_1 = 5^\circ, \varphi_2 = 20^\circ$ $a = 0,707, b = 0,744$,
 " " $\varphi_1 = 5^\circ, \varphi_2 = 15^\circ$ $a = 0,626, b = 0,682$,
 " " $\varphi_1 = 15^\circ, \varphi_2 = 20^\circ$ $a = 0,165, b = 0,190$.

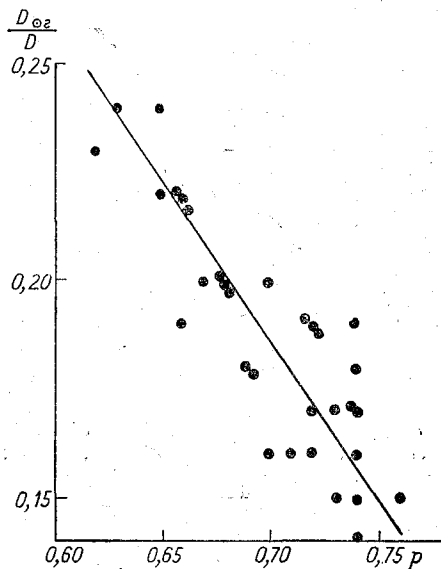


Рис. 2. Зависимость относительной интенсивности радиации околосолнечной зоны ($\varphi_1 = 5^\circ, \varphi_2 = 20^\circ$) на горизонтальную поверхность от коэффициента прозрачности атмосферы.

дает представление о возможных наибольших различиях в поступлении рассеянной радиации от околосолнечной зоны на наклонную и горизонтальную поверхности.

Как следует из табл. 1, дневной ход $D_{\odot\perp}$ характеризуется наиболее высокими значениями в утренние и вечерние часы и более низкими величинами в околополуденный период. Аналогичный ход имеет и величина

отношения $\frac{D_{\odot\perp}}{D}$. Согласно материалам наблюдений, при пониженной прозрачности атмосферы величина $D_{\odot\perp}$ от зоны $\varphi_1 = 5^\circ, \varphi_2 = 20^\circ$ в утренние и вечерние часы достигает общей величины рассеянной радиации, а в отдельных случаях превышает ее. В полуденные часы $\frac{D_{\odot\perp}}{D}$ не превышала 0,33. При условиях хорошей прозрачности атмосферы утренние и вечерние значения $\frac{D_{\odot\perp}}{D}$ составляли около 0,75, а в полуденные часы — 0,20. Заметим, что при условии изотропности рассеянной радиации вели-

чина отношения $\frac{D_{\odot \perp}}{D}$ для кольцевой зоны 1 равна 0,11, для зоны 2 — 0,06, а для зоны 3 — 0,05. Относительные различия между фактическими значениями $\frac{D_{\odot \perp}}{D}$ и вычисленными для изотропного распределения радиации оказались наибольшими для зоны 2, а наименьшими для зоны 3, что объясняется убыванием интенсивности радиации в околосолнечной зоне с ростом углового расстояния от солнца.

Эмпирическую зависимость между $\frac{D_{\odot \perp}}{D}$ и p , учитывая [1] и [2], можно представить в виде

$$\frac{D_{\odot \perp}}{D} = \frac{a - bp}{\sin h_{\odot}}.$$

Переходя к результатам наблюдений на макете горной долины, надо отметить, что полученные закономерности в поступлении на дно и склоны долины потока рассеянной радиации связаны с двумя факторами: с геометрическими параметрами, характеризующими форму горного рельефа, и с особенностями распределения интенсивности рассеянной радиации по небосводу. При изотропном распределении интенсивности радиации по небу условия поступления рассеянной радиации к элементу горной местности полностью определялись бы формой рельефа независимо от экспозиции рассматриваемого элемента.

Второй фактор, который характеризуется отклонениями в каждой точке неба от изотропной радиации, существенно зависит от высоты солнца над горизонтом и от оптических свойств атмосферы. Влияние рельефа здесь будет проявляться различно в зависимости от расположения на небосводе областей с повышенной или же с ослабленной интенсивностью рассеянной радиации. Сведения о распределении энергетической яркости по небосводу приведены в работах [6, 9].

При рассмотрении результатов будем пользоваться следующими обозначениями:

α_1 и α_2 — углы наклона склонов модели, обращенных соответственно от солнца и к солнцу, или же углы закрытия горизонта в направлении поперечного сечения долины;

β_1 и β_2 — углы наклона пиранометра, обращенного соответственно от солнца и в сторону солнца;

A — азимут склона, отсчитываемый от точки горизонта, соответствующей азимуту солнца;

D — рассеянная радиация от всего неба на горизонтальную поверхность;

$D_{\beta_1}^{\alpha}$ или $D_{\beta_2}^{\alpha}$ — рассеянная радиация, поступающая к пиранометру, наклоненному под углом β_1 или β_2 , при некоторых углах закрытия горизонта α_1 и α_2 ;

$D_{\beta A}$ — рассеянная радиация, поступающая к пиранометру, наклоненному под углом β в сторону с азимутом A относительно азимута солнца;

$D_{\beta_1}^{\alpha\delta}$ или $D_{\beta_2}^{\alpha\delta}$ — рассеянная радиация, поступающая к пиранометру, наклоненному под углом β_1 или β_2 , при некоторых углах закрытия горизонта α_1 и α_2 и при наличии дополнительного склона, закрывающего с одной стороны долину и создающего угол закрытия горизонта δ .

Рассмотрим полученные результаты по отдельным схемам наблюдений.

1. Определение рассеянной радиации, поступающей к горизонтальному участку дна горной долины, расположенной в направлении, перпендикулярном плоскости вертикала солнца, при различных значениях углов α_1 и α_2 .

Для решения этого вопроса наблюдения проводились по следующей схеме. Пиранометр устанавливался в горизонтальном положении. Модель горной долины во время этих наблюдений была обращена одним склоном в сторону солнца, а вторым — в противоположную сторону.¹ При значении угла $\alpha_2 = 0^\circ$ производились измерения при углах α_1 , соответственно равных 0, 15, 30, 45, 60, 75 и 85° . Затем устанавливался угол $\alpha_2 = 15^\circ$ и осуществлялись измерения при углах $\alpha_1 = 15, 30, \dots, 85^\circ$. При угле $\alpha_2 = 30^\circ$ производились измерения при углах $\alpha_1 = 30, 45, \dots, 85^\circ$. И, наконец, при $\alpha_2 = 45^\circ$ измерения производились при $\alpha_1 = 45, 60, 75$ и 85° .

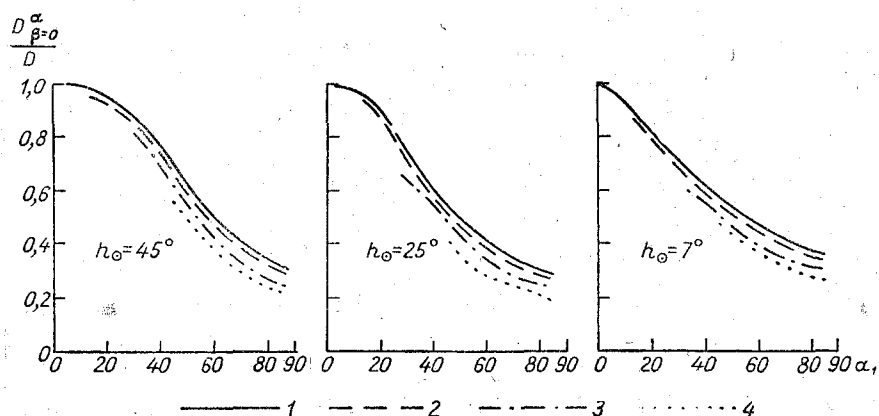


Рис. 3. Зависимость относительной величины рассеянной радиации, поступающей ко дну горной долины, от угла закрытия горизонта со стороны солнца α_1 при различных значениях закрытия горизонта с противоположной стороны α_2 .
1) $\alpha_2 = 0^\circ$, 2) $\alpha_2 = 15^\circ$, 3) $\alpha_2 = 30^\circ$, 4) $\alpha_2 = 45^\circ$.

Полученные результаты представлены в виде графиков на рис. 3, где по оси ординат отложены относительные величины рассеянной радиации, поступающей ко дну горной долины, в зависимости от изменения угла закрытия горизонта α_1 для четырех значений угла α_2 . Прозрачность атмосферы, приведенная к единичной массе, для рассматриваемого дня характеризуется величиной $p = 0,67$. Графики для соответствующих высот солнца предыдущих трех сроков наблюдений аналогичны приведенным.

Рассмотрение этих графиков позволяет сделать следующие заключения. Поступление рассеянной радиации ко дну горной долины существенным образом зависит от углов закрытия горизонта склонами. С ростом угла закрытия горизонта со стороны солнца (α_1) при отсутствии противоположного склона ($\alpha_2 = 0$) происходит сначала медленное убывание рассеянной радиации, затем более быстрое и при значительных α_1 , превышающих 60° , опять наблюдается более медленное убывание рассматриваемой характеристики. При закрытии горизонта при $\alpha_1 = 60^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$ к горизонтальной поверхности поступает 40—50% общего по-

¹ В дальнейшем плоскости дуг модели будем называть склонами. Участок неба, лежащий в стороне, противоположной солнцу, будем для сокращения иногда называть противосолнечной стороной.

тока рассеянной радиации. При закрытии горизонта при $\alpha_1 = 90^\circ$ (это значение можно получить с достаточной точностью, экстраполируя на графиках кривые от $\alpha_1 = 85^\circ$ до $\alpha_1 = 90^\circ$) и $\alpha_2 = 0$ ко дну долины поступает около 30% рассеянной радиации неба. Эти 30% радиации поступают от противосолнечной половины небесного свода. Таким образом, для рассматриваемого случая горизонтальная поверхность получает тепла от рассеянной радиации половины неба со стороны солнца в 2,3 раза больше, чем от противоположной части неба.

Из сравнения графиков, относящихся к различным высотам солнца над горизонтом, следует, что малым высотам солнца соответствует более быстрое убывание рассеянной радиации с ростом угла α_1 от 0 до 40° . Так, при возрастании α_1 от 0 до 20° при $\alpha_2 = 0^\circ$ относительная величина рассеянной радиации для $h_\odot = 45^\circ$ убывает на 3%, при $h_\odot = 25^\circ$ — на 5% и при $h_\odot = 7^\circ$ — на 9%.

Отмеченная особенность обусловлена тем, что при малой высоте солнца область неба, расположенная вблизи горизонта со стороны солнца, является наиболее яркой.¹ Экранирование этой зоны склоном приводит к существенному убыванию рассеянной радиации. При значительных высотах солнца более яркой областью неба является околосолнечная зона, яркость же неба у горизонта не столь высока, как при малых высотах солнца. Поэтому в дневные часы влияние малого закрытия горизонта проявляется слабее. Наиболее крутая часть кривой при $h_\odot = 45^\circ$ соответствует значениям α_1 , близким к $h_\odot$, так как при этом склон экранирует наиболее яркую часть неба.

Рост углов закрытия горизонта с противосолнечной стороны α_2 усиливает ослабление рассеянной радиации, однако это ослабление не столь значительно, как при изменении углов α_1 . Так, ослабление рассеянной радиации при изменении α_2 от 0 до 15° составляет лишь 1—1,5%, а при изменении α_2 от 0 до 30° — 3—5%.

Находя разности относительных величин радиации для соседних значений α_1 (при $\alpha_2 = 0$) через каждые 15° , можно получить интенсивности рассеянной радиации на горизонтальную поверхность от отдельных 15-градусных зон неба. Каждая такая зона представляет собой поверхность сферического двугульника, образованного сечением полусферы неба двумя плоскостями, проходящими через диаметр, совпадающий с направлением дна долины. На рис. 4 приведены кривые, характеризующие поступление к горизонтальной поверхности рассеянной радиации от указанных 15-градусных зон в пределах α_1 от 0 до 90° для различных высот солнца. Пунктирной линией показано распределение относительной величины напряжения рассеянной радиации по тем же зонам в предположении, что радиация изотропна, рассчитанное по формуле

$$\frac{\Delta D_k}{D} = \frac{\cos \alpha_{1,k} - \cos \alpha_{1,k+1}}{2} \quad (\alpha_{1,k+1} - \alpha_{1,k} = 15^\circ),$$

где ΔD_k — радиация от одной 15-градусной зоны.

Рядом с графиком приведена схема расположения указанных зон.

Как видно из рис. 4, каждая кривая, соответствующая определенной высоте солнца, имеет резко выраженный максимум. Для высот солнца, превышающих 28° , максимумы кривых относятся к тем зонам неба, которые проходят через солнце. При небольшой высоте солнца ($h_\odot = 10^\circ$) максимум кривой приходится на зону $15-30^\circ$.

¹ Поскольку в настоящей работе вопросы световой яркости совершенно не затрагиваются, будем для сокращения употреблять термин «яркость участка неба», понимая под ним энергетическую интенсивность рассеянной радиации участка неба.

Наличие резко выраженного максимума кривых объясняется повышенной яркостью околосолнечной зоны неба. Небольшое смещение максимума для кривой, относящейся к $h_{\odot}=10^{\circ}$, может быть объяснено малым углом падения лучей на горизонтальную поверхность от наиболее яркой области неба, примыкающей к горизонту. Радиация от соседней зоны ($15-30^{\circ}$), все еще достаточно яркой при $h_{\odot}=10^{\circ}$, благодаря более значительному углу падения лучей могла дать указанный максимум. Существенно отметить, что радиация, поступающая к горизонтальной поверхности от зоны, расположенной около зенита, в несколько раз меньше максимальных значений радиации от зон, проходящих через солнце. Также обнаруживаются существенные различия между кривыми, полу-

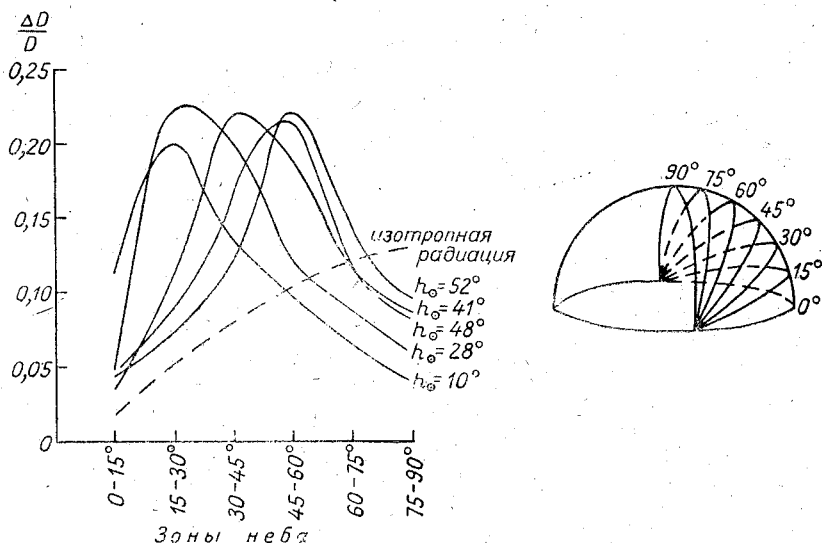


Рис. 4. Относительные величины рассеянной радиации $\frac{\Delta D}{D}$, поступающей ко дну долины от 15-градусных зон половины небосвода, расположенных со стороны солнца.

ченными на основании наблюдений, и кривой для изотропного распределения.

Полученные распределения радиации по зонам, таким образом, могут дать представление о том вкладе, который вносит каждая из зон в величину рассеянной радиации при различных высотах солнца. В отношении зональной (в рассматриваемом смысле) радиации противосолнечной части неба из-за недостатка экспериментальных данных можно высказать лишь предположение о том, что радиация отдельных зон будет, очевидно, ниже, чем от соответствующих зон неба со стороны солнца, а интенсивность радиации при переходе от зоны к зоне будет изменяться без столь значительных колебаний, возрастая вместе с ростом угла наклона зон.

2. Определение рассеянной радиации, поступающей к участку долины, наклоненному под различными углами в сторону солнца (β_1) и в противоположную сторону (β_2), при различных, но одинаковых между собой углах закрытия горизонта склонами долины ($\alpha_1=\alpha_2$). Направление долины перпендикулярно плоскости вертикала солнца.

Наблюдения проводились следующим образом. При каждом значении угла закрытия горизонта $\alpha_1=\alpha_2=0, 15, 30^{\circ}$ и в отдельном случае 45°

производились измерения по пиранометру, имеющему углы наклона в сторону солнца и в противоположную сторону, равные 0, 15, 30, 45, 60, 75 и 90°.

Напомним, что при $\beta_1 > \alpha_1$ или $\beta_2 > \alpha_2$ соответствующий склон долины не будет проектироваться на фоне неба и в этом случае одним из углов закрытия горизонта будет служить угол β . Наблюдения по данной схеме относятся к безоблачному дню, в течение которого коэффициент прозрачности в среднем был равен 0,73.

На рис. 5 приведены графики зависимости относительных величин рассеянной радиации, поступающей к склону с углом β_1 или β_2 , при различных углах закрытия горизонта $\alpha_1 = \alpha_2$ для двух высот солнца — 54 и

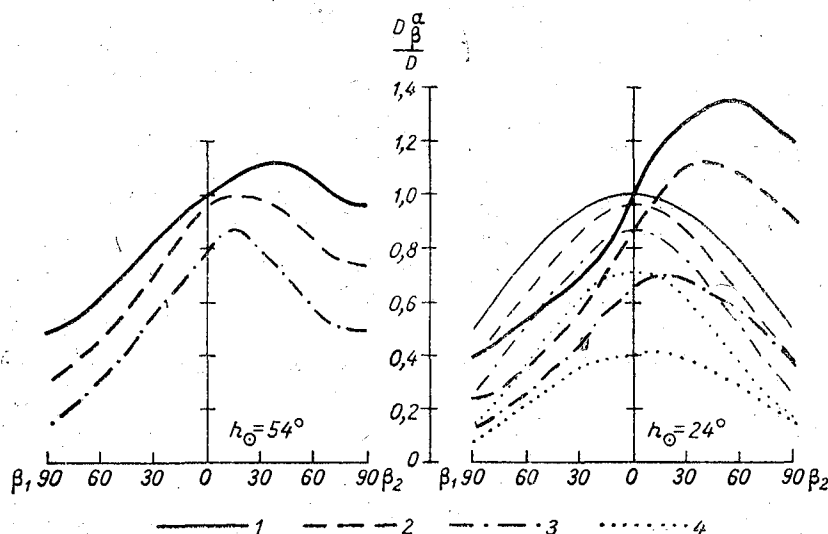


Рис. 5. Относительные величины рассеянной радиации на участке долины, наклоненной в сторону солнца под углами β_2 и в обратную сторону под углами β_1 при одинаковых углах закрытия горизонта ($\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$) склонами долины.

1) $\alpha = 0^\circ$, 2) $\alpha = 15^\circ$, 3) $\alpha = 30^\circ$, 4) $\alpha = 45^\circ$; тонкие линии — по изотропному приближению.

24°. Тонкими линиями представлена указанная зависимость для условий изотропного распределения рассеянной радиации, рассчитанная по формулам:

$$\frac{D_{\beta_1}^{\alpha}}{D} = \frac{\cos(\alpha_1 - \beta_1) + \cos(\alpha_2 + \beta_1)}{2},$$

$$\frac{D_{\beta_2}^{\alpha}}{D} = \frac{\cos(\alpha_2 - \beta_2) + \cos(\alpha_1 + \beta_2)}{2},$$

в которых при расчетах принималось $\alpha_1 = \alpha_2$. В том случае, когда $\beta_1 > \alpha_1$ или $\beta_2 > \alpha_2$, в приведенных формулах следует полагать $\alpha_1 = 0$ или $\alpha_2 = 0$.

Приведенные графики прежде всего указывают на значительные различия в поступлении рассеянной радиации на склоны, обращенные в сторону солнца и в противоположную сторону. Эти различия наиболее велики при открытом горизонте, т. е. при $\alpha_1 = \alpha_2 = 0$. С ростом углов закрытия горизонта разности в поступлении радиации к элементам склона с углами β_1 и β_2 убывают, и при $h_{\odot} = 24^\circ$ и $\alpha_1 = \alpha_2 = 45^\circ$ различия становятся совсем малыми. Это объясняется экранированием склоном наибо-

лее ярких зон неба — околосолнечной и примыкающей к горизонту. Естественно, что с ростом углов α убывают и относительные интенсивности радиации $\frac{D_{\beta}^{\alpha}}{D}$.

Из сравнения кривых, относящихся к различным высотам солнца, следует, что при малых высотах солнца разность в приходе рассеянной радиации к склонам обеих ориентаций заметно выше, чем при более значительных $h_{\odot}$. Так, при $h_{\odot}=24^{\circ}$, $\beta=60-90^{\circ}$, $\alpha_{1,2}=0^{\circ}$ разность $D_{\beta_2} - D_{\beta_1}$ составляет 80% D . При $h_{\odot}=46^{\circ}$, $\beta=40-90^{\circ}$, $\alpha_{1,2}=0^{\circ}$ эта разность близка к 50% D . Несколько меньшие величины разностей наблюдаются при $h_{\odot}=54^{\circ}$. Это связано с тем, что при малой высоте солнца к склону, обращенному в сторону солнца под углом $\beta_2 \approx z_{\odot}$, поступает значительная величина радиации от околосолнечной зоны и от яркой области неба, примыкающей к горизонту. В то же время склон, обращенный под тем же углом в противосолнечную сторону, или совсем не получает, или же получает малую долю радиации от указанных наиболее ярких зон неба. Одновременно с этим оказывает влияние и другой фактор — более высокие значения относительной величины интенсивности радиации околосолнечной зоны при малых высотах солнца, чем при больших. С ростом высоты солнца указанное влияние обоих факторов ослабевает.

Ход кривых, относящихся к склону, обращенному к солнцу, при $\alpha=0$ характеризуется ростом значений $\frac{D_{\beta_2}^{\alpha=0}}{D}$ вместе с ростом угла β_2 до некоторого его значения и последующим убыванием. Наибольшие значения $\frac{D_{\beta_2}^{\alpha=0}}{D}$ соответствуют углам $\beta \approx 90 - h_{\odot} = z_{\odot}$, обеспечивающим наибольшее поступление радиации от околосолнечной зоны.

Кривые, относящиеся к склону, обращенному в противосолнечную сторону, указывают на убывание значений $\frac{D_{\beta_1}^{\alpha}}{D}$ при возрастании углов β_1 , причем характер убывания в некоторой степени аналогичен изменению при изотропном приближении.

Интересно отметить, что при $h_{\odot}=24^{\circ}$ рассеянная радиация, поступающая на вертикальную поверхность, обращенную в сторону солнца, от половины небосвода ($\beta_2=90^{\circ}$, $\alpha=0^{\circ}$), превышает напряжение рассеянной радиации на горизонтальную поверхность от всего неба, составляя $1,2D$. Для склона, обращенного в противоположную сторону, она составляет лишь $0,4D$.

Влияние отмечавшихся выше особенностей распределения яркости по небосводу проявляется также и в том, что радиация, падающая на склон, обращенный к солнцу, убывает с ростом углов закрытия горизонта α быстрее, чем радиация, поступающая к противоположному склону.

3. Определение рассеянной радиации, поступающей к склону, обращенному в сторону солнца под углом $\beta_1 = z_{\odot}$ и в противоположную сторону под тем же углом, а также ко дну долины ($\beta=0$) при различных углах закрытия горизонта α .

Наблюдения проводились по следующей схеме. Модель горной долины устанавливалась так, что направление долины было перпендикулярно плоскости вертикала солнца. При каждом угле наклона склона долины $\alpha_1 = \alpha_2 = 0, 15, 30$ и 45° производились измерения рассеянной радиации по пиранометру, установленному сначала в сторону солнца перпендикулярно лучам солнца ($\beta_2 = z_{\odot}$), затем в обратную сторону под тем же углом к горизонту (β_1).

Положение склона $\beta_2 = z_\odot$ соответствует максимальному приходу рассеянной радиации на данный склон от околосолнечной зоны при условии, что эта зона не закрыта противоположным склоном долины, т. е. при $\alpha_1 \ll h_\odot$.

Такие наблюдения проводились в основном с целью выявить наиболее значительные различия в величинах потоков радиации на склон, обращенный в сторону солнца $D_{\beta_2}^\alpha$ и в сторону, противоположную солнцу $D_{\beta_1}^\alpha$.

Рисунок 6 дает представление о зависимости отношений $\frac{D_{\beta_2}^\alpha}{D_{\beta_1}^\alpha}$ от угла

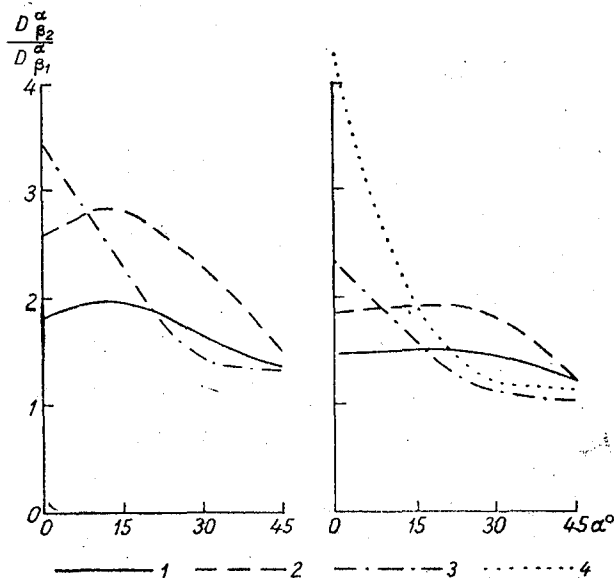


Рис. 6. Зависимость отношений $\frac{D_{\beta_2}^\alpha}{D_{\beta_1}^\alpha}$ от угла закрытия

горизонта $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$ при $\beta_1 = \beta_2 = z_\odot$.

1) $\beta = 40^\circ$ ($h_\odot = 50^\circ$), 2) $\beta = 55^\circ$ ($h_\odot = 35^\circ$), 3) $\beta = 77^\circ$ ($h_\odot = 13^\circ$),

4) $\beta = 84^\circ$ ($h_\odot = 6^\circ$).

закрытия горизонта $\alpha_1 = \alpha_2$ при двух значениях коэффициента прозрачности: 0,67 и 0,73. Из рис. 6 следует, что при малых высотах солнца, когда $\alpha = 0$, величина $D_{\beta_2}^{\alpha=0}$ может превышать величину $D_{\beta_1}^{\alpha=0}$ в 3—4 раза. В околополуденные часы при больших высотах солнца рассматриваемое отношение составляет 1,5—2.

Характер зависимости отношений от угла закрытия горизонта при малых и больших высотах солнца различен. При небольшой высоте солнца малые углы закрытия горизонта вызывают наиболее значительное убывание отношений, что объясняется экранированием склоном наиболее яркой области неба, расположенной при малых $h_\odot$ около горизонта. Более однородная яркость неба в области зенита при малых $h_\odot$ обуславливает менее значительные изменения отношений при дальнейшем возрастании углов закрытия горизонта.

При высоком положении солнца основное влияние на различия потоков радиации $D_{\beta_2}^\alpha$ и $D_{\beta_1}^\alpha$ оказывает наиболее яркая околосолнечная

область неба; поэтому влияние закрытия горизонта в пределах малых углов α проявляется слабо.

При сопоставлении графиков, относящихся к различным условиям прозрачности атмосферы, видно, что при меньшей прозрачности атмосферы имеют место более значительные величины отношений; это объясняется тем фактом, что относительная величина яркости околосолнечной области неба возрастает с убыванием прозрачности атмосферы.

4. Определение рассеянной радиации, поступающей к склонам, имеющим различную ориентацию.

Наблюдения производились при горизонтальном положении дуг макета горной долины, что соответствует открытому горизонту ($\alpha_1 = \alpha_2 = 0^\circ$). Пиранометр при наблюдениях имел углы наклона $\beta = 15, 30$ и 45° . При

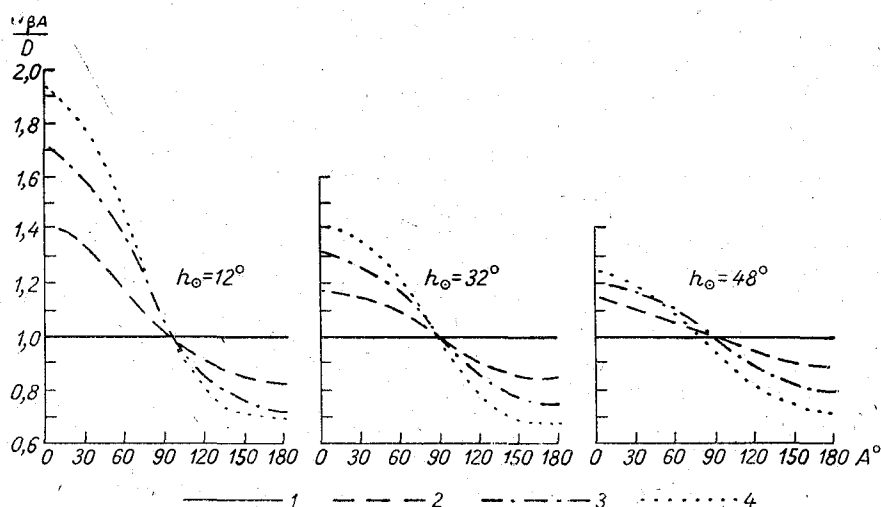


Рис. 7. Зависимость относительной интенсивности рассеянной радиации, поступающей к склонам различной крутизны β , от азимута склона.

1) $\beta = 0^\circ$, 2) $\beta = 15^\circ$, 3) $\beta = 30^\circ$, 4) $\beta = 45^\circ$.

каждом значении β пиранометр последовательно устанавливался в следующих азимутах, отсчитываемых от азимута солнца: $A = 0, 30, 45, 60, 90, 120, 135, 150$ и 180° . Кроме того, в начале и в конце наблюдения измерялась рассеянная радиация при горизонтальном положении пиранометра ($\beta = 0^\circ$). В связи с симметричным распределением интенсивности рассеянной радиации относительно вертикала солнца аналогичные измерения при азимутах, относящихся к другой половине горизонта, не проводились.

На рис. 7 приведены графики зависимости относительных величин рассеянной радиации от азимута склона при высотах солнца $12, 32$ и 48° .

Как следует из рис. 7, наибольшие значения $\frac{D_{\beta A}}{D}$ наблюдаются при $A = 0$, т. е. в том случае, когда склон обращен в сторону солнца. С ростом азимута склона относительная величина рассеянной радиации убывает (наиболее быстро при $A = 90^\circ$) и достигает минимума при $A = 180^\circ$, когда склон обращен в противосолнечную сторону. Отсюда следует, что наиболее значительные азимутальные изменения яркости неба относятся к областям неба с азимутами 90 и 270° .

В пределах рассматриваемых углов наклона β и высот солнца наибольшие азимутальные изменения интенсивности рассеянной радиации

относятся к более крутым склонам ($\beta = 45^\circ$) и убывают с уменьшением β , исчезая при $\beta = 0^\circ$.

Из рис. 7 также следует, что азимутальные изменения существенно зависят от высоты солнца над горизонтом. При малых высотах солнца, когда самая яркая область неба расположена около горизонта, наблюдаются наиболее значительные азимутальные изменения рассеянной радиации на склонах. С ростом высоты солнца они заметно убывают. Естественно предположить, что при солнце, находящемся в зените, азимутальные различия будут практически равны нулю для любого угла наклона склона.

При рассмотрении рис. 7 также обращает на себя внимание тот факт, что относительные напряжения рассеянной радиации при азимуте $A = 90^\circ$

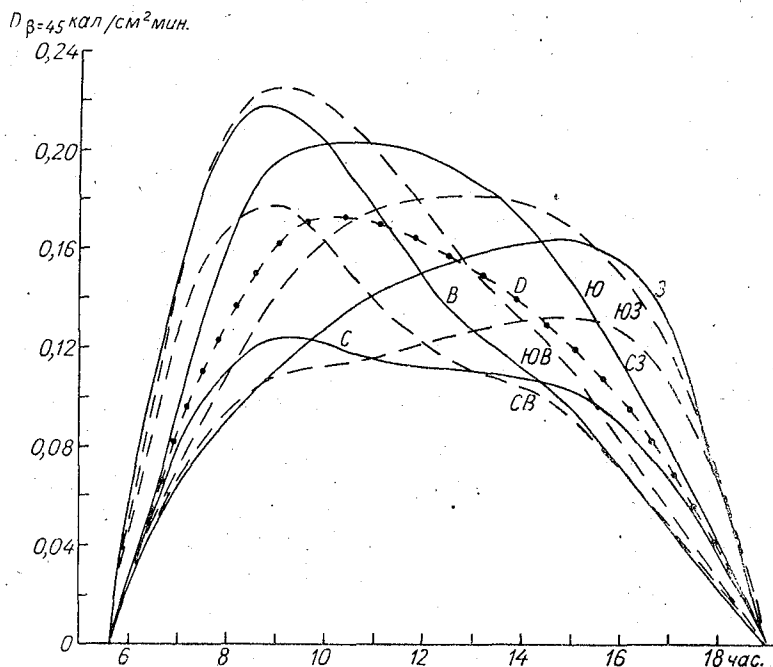


Рис. 8. Дневной ход рассеянной радиации на склонах различной ориентации при крутизне склонов $\beta = 45^\circ$ и на горизонтальную поверхность D .

мало отличаются от 1,0. Отсюда следует, что при азимутах склона 90 и 270° (относительно азимута солнца) напряжение рассеянной радиации на склоне (по крайней мере в пределах углов наклона от 0 до 45°) мало зависит от его крутизны и практически равно напряжению рассеянной радиации на горизонтальную поверхность.

По материалам наблюдений 20/IX был построен суточный ход рассеянной радиации на склоны крутизной 15, 30 и 45° , ориентированные по основным восьми направлениям: С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З и СЗ. Как следует из рис. 8, суточные изменения напряжения рассеянной радиации на склонах различных экспозиций, имеющих угол наклона 45° , обладают существенными различиями, которые связаны с условиями распределения интенсивности рассеянной радиации по небосводу в различные часы дня. Заметим, что рассматриваемый день относится к условиям достаточно прозрачной атмосферы ($p = 0,73$). При низкой прозрачности атмосферы различия для склонов оказались более значительными.

Представление о дневных изменениях относительной величины рассеянной радиации для склонов, ориентированных по 8 румбам и имеющих уклон 45° , можно получить из рассмотрения рис. 9. Пересечение кривых, относящихся к направлениям З и В, ЮЗ и ЮВ, СЗ и СВ, указывает, что в 12 час. к каждому из двух склонов приход рассеянной радиации одинаков. Аналогично этому в другие часы дня происходит одинаковое облучение склонов, ориентация которых симметрична относительно вертикала солнца.

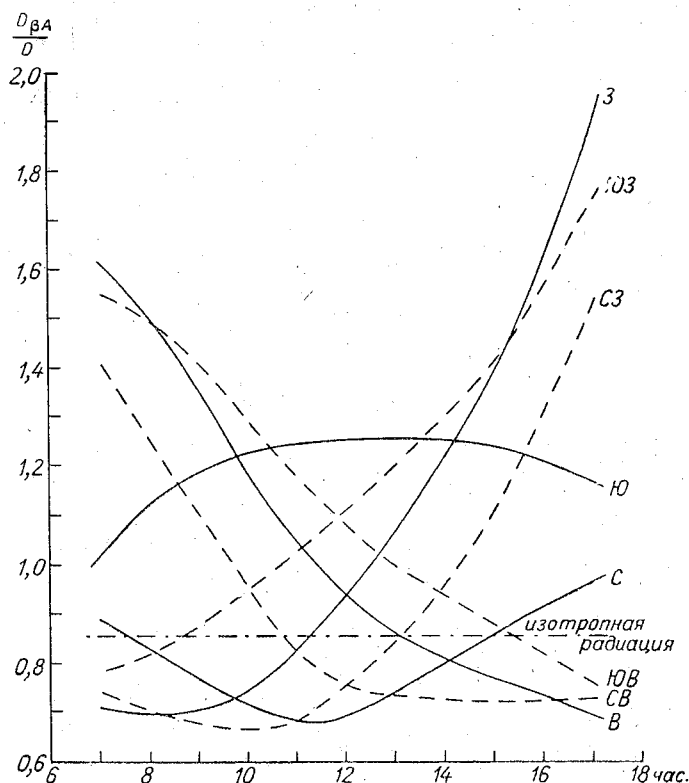


Рис. 9. Дневной ход относительной величины рассеянной радиации $\frac{D_{\beta\alpha}}{D}$ на склонах различной ориентации, имеющих угол наклона $\beta = 45^\circ$.

В табл. 2 приведены суммы тепла от рассеянной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность и на склоны крутизной 15, 30 и 45° , ориентированные по 8 направлениям.

Как следует из табл. 2, суммы тепла на склонах различной ориентации распределяются неравномерно. Наибольшее количество тепла за дополуденный период получает юго-восточный склон. При крутизне этого склона 45° он получает в первую половину дня тепла на 34% больше, чем горизонтальная поверхность.

Северо-западный склон, имея крутизну 45° , получает за дополуденный период почти вдвое меньше тепла, чем юго-восточный, и на 30% меньше, чем горизонтальная поверхность.

В послеполуденный период наибольшее количество тепла приходит на юго-западный склон; имея крутизну 45° , он получает тепла на 38% больше, чем горизонтальная поверхность. Наименьшее количество тепла

за послеполуденный период приходит на северо-восточный склон, а именно при крутизне этого склона 45° он получает тепла на 26% меньше, чем горизонтальная поверхность.

В сумме за день наибольшее количество тепла получает южный склон и наименьшее — северный. При крутизне склонов 45° различия в дневных суммах тепла для этих склонов и горизонтальной поверхности составляют соответственно 18 и 21%.

Таблица 2

Суммы тепла от рассеянной радиации на склонах различной крутизны β° и ориентации за дополууденный период $\Sigma_1 D$, послеполууденный период $\Sigma_2 D$ и за день ΣD (кал/см²) по наблюдениям 20/IX 1959 г.

β°	Горизонтальная поверхность	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
$\Sigma_1 D$									
0	50	—	—	—	—	—	—	—	—
15	—	45	52	56	57	54	49	45	43
30	—	42	50	62	63	58	48	42	39
45	—	38	53	64	67	58	46	38	35
$\Sigma_2 D$									
0	42	—	—	—	—	—	—	—	—
15	—	39	37	38	41	46	49	49	44
30	—	37	34	35	40	49	54	51	45
45	—	35	31	33	39	51	58	56	46
ΣD									
0	92	—	—	—	—	—	—	—	—
15	—	84	89	94	98	100	98	94	87
30	—	79	84	97	103	107	102	93	84
45	—	73	84	97	106	109	104	94	81

Из табл. 2 также следует, что для склонов, обращенных к южной половине горизонта, дневные суммы с ростом крутизны склонов (по крайней мере в пределах рассматриваемых углов наклона) растут, а для склонов противоположной ориентации убывают. Это связано с тем, что южная половина неба имеет более значительную яркость, чем северная, причем для рассматриваемого периода в течение дня преобладает повышенная яркость неба в зоне, расположенной сравнительно на небольшой высоте над горизонтом.

5. Определение рассеянной радиации, поступающей к дну и к склону горной долины при наличии дополнительного склона, закрывающего с одной стороны долину и создающего угол закрытия горизонта δ .

Проведение таких наблюдений представляло интерес в связи с тем, что обычно в верхней или нижней части горной долины часть неба бывает закрыта горами. При значительном возвышении гор, проектирующихся на фоне неба в верхней или нижней части долины, можно ожидать ощутимого ослабления рассеянной радиации на дне или боковых склонах долины.

Для определения влияния дополнительного склона использовался экран из черной материи, натянутый на проволочный каркас в виде дуги

полуокружности, размер которой был равен размеру основных дуг макета, образующих склоны долины. Этот экран мог устанавливаться в боковой части макета долины и создавать определенные углы закрытия горизонта δ по отношению к приемной части пиранометра.

Наблюдения проводились следующим образом. Модель долины устанавливалась одним склоном в сторону солнца. Склон, обращенный в противосолнечную сторону, последовательно устанавливался под углами $\alpha_1 = 30$ и 45° ; другой склон располагался горизонтально ($\alpha_2 = 0^\circ$). При каждом значении наклона α_1 дополнительный склон устанавливался последовательно под углами $\delta = 0, 30, 45, 60$ и 90° , и при каждом значении угла δ производились измерения по пиранометру, установленному сначала горизонтально ($\beta = 0^\circ$), затем в сторону солнца под углом $\beta_2 = 30^\circ$ и затем в противоположную сторону под углом $\beta_1 = 30^\circ$. В начале и в конце наблюдения измерялась рассеянная радиация от всего неба. При такой схеме наблюдений дополнительный склон всегда закрывал участок неба, расположенный со стороны, имеющей азимут 90° по отношению к азимуту солнца. Эта область неба, находясь между наиболее и наименее яркими зонами неба, характеризуется некоторой средней яркостью.

Таким образом, положение пиранометра, имеющего наклон β_2 , соответствовало условиям поступления рассеянной радиации к склону, обращенному в сторону солнца, при наличии противоположного склона долины, создающего угол закрытия горизонта α_1 , и дополнительного склона. Положение пиранометра, имеющего наклон β_1 , соответствовало поступлению рассеянной радиации на склон, обращенный в сторону горизонтальной поверхности, также при наличии дополнительного склона.

По материалам измерений рассеянной радиации при отсутствии дополнительного склона ($\delta = 0^\circ$) и при его наличии ($\delta = 30, \dots, 90^\circ$), можно было определить долю рассеянной радиации, задержанной дополнительным склоном, т. е. величину

$$\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta = \frac{D_{\beta}^{\alpha, \delta=0} - D_{\beta}^{\alpha, \delta}}{D_{\beta}^{\alpha, \delta=0}}.$$

Анализ материалов двух серий наблюдений, проведенных по данной схеме, показал, что доля рассеянной радиации, задержанной дополнительным склоном, при одних и тех же углах α , β и δ незначительно изменяется в течение дня. Поэтому представление о величинах $\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta$ можно получить из табл. 3, содержащей данные, относящиеся к одному сроку наблюдений (9 час.). В этой таблице приведены также значения радиации, задержанной дополнительными склонами, в долях от общей величины рассеянной радиации, т. е.

$$\left(\frac{\Delta D}{D}\right)_\delta = \frac{D_{\beta}^{\alpha, \delta=0} - D_{\beta}^{\alpha, \delta}}{D}.$$

Из табл. 3 прежде всего следует, что относительная величина ослабления рассеянной радиации за счет влияния дополнительного склона с ростом угла закрытия δ растет сначала медленно, а затем более быстро.

При углах $\delta < 45^\circ$ относительное ослабление рассеянной радиации невелико — оно не превышает 0,2 от рассеянной радиации на дно и склоны долины при отсутствии дополнительного склона и не превосходит 0,15 от общей величины рассеянной радиации. С дальнейшим ростом угла закрытия горизонта влияние дополнительного склона становится

уже ощутимым и при $\delta = 90^\circ$ относительное ослабление рассеянной радиации $\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta$ составляет 0,5. Следует, однако, иметь в виду, что в природных условиях углы закрытия горизонта δ , создаваемые горами, проектирующимися на фоне неба в верхней или нижней части долины, обычно невелики и в большинстве случаев не превосходят 45° . Из табл. 3 также следует, что для дна долины ($\beta = 0$) и для склонов крутизной 30° , обращенных в сторону солнца (β_2) и в противосолнечную сторону (β_1), существенных различий в относительных величинах ослабления рассеянной радиации не наблюдается.

Таблица 3

Значения величин $\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta$ и $\left(\frac{\Delta D}{D}\right)_\delta$

δ°	$\beta = 0^\circ$		$\beta_1 = 30^\circ$		$\beta_2 = 30^\circ$	
	$\alpha_1 = 30^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$	$\alpha_1 = 45^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$	$\alpha_1 = 30^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$	$\alpha_1 = 45^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$	$\alpha_1 = 30^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$	$\alpha_1 = 45^\circ$ $\alpha_2 = 0^\circ$
$\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta$						
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
30	0,10	0,08	0,16	0,14	0,08	0,04
45	0,16	0,15	0,21	0,19	0,13	0,11
60	0,27	0,23	0,30	0,27	0,22	0,20
90	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
$\left(\frac{\Delta D}{D}\right)_\delta$						
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
30	0,08	0,05	0,10	0,08	0,07	0,02
45	0,13	0,09	0,14	0,12	0,11	0,06
60	0,22	0,14	0,19	0,17	0,19	0,10
90	0,42	0,31	0,33	0,31	0,45	0,27

Выше указывалось, что при измерениях макет горной долины располагался таким образом, что дополнительный склон всегда находился в направлении азимута 90° , отсчитываемого от азимута солнца. Именно благодаря такому положению дополнительного склона отношение $\left(\frac{\Delta D}{D_1}\right)_\delta$ при $\delta = 90^\circ$ было равно 0,5, так как яркости участков неба, расположенных симметрично относительно вертикала солнца, практически одинаковы, а при $\delta = 90^\circ$ дополнительным склоном закрывалась половина видимой части неба. На основании приведенных выше материалов (см. рис. 7) можно заключить, что в том случае, когда дополнительный склон находится со стороны солнца, в особенности в утренние или вечерние часы, рассеянная радиация за счет влияния этого склона будет ослаблена в значительно большей мере, чем в разобранный выше примере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордов А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различно ориентированные наклонные поверхности для широты 42° . Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 2, 1938.
2. Рябова Е. П. Некоторые особенности облучения гребнистой поверхности почвы прямыми солнечными лучами. Метеорология и гидрология, № 11, 1958.
3. Айзенштат Б. А. Метод определения радиационного баланса склонов. Метеорология и гидрология, № 2, 1952.

4. Кондратьев К. Я. и Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник ЛГУ, № 10, 1958.
5. Кондратьев К. Я. и Манолова М. П. Дневной ход и дневные суммы рассеянной и суммарной радиации на различно ориентированных склонах. Вестник ЛГУ, № 4, 1958.
энергетической и световой интенсивности рассеянной радиации атмосферы по
6. Кондратьев К. Я., Кудрявцева Л. А., Манолова М. П. Распределение небесному своду. Вестник ЛГУ, № 5, 1955.
7. Кондратьев К. Я., Манолова М. П. Угловое распределение интенсивности радиации, отраженной естественными подстилающими поверхностями. Вестник ЛГУ, № 10, 1957.
8. Калинин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеоздат, М. — Л., 1938.
9. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеоздат, Л., 1954.

ПОТОКИ ОТРАЖЕННОЙ И РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНЫ

В статье рассматриваются результаты измерений потоков отраженной и рассеянной радиации на наклонные поверхности, имеющие различные углы наклона и различные ориентации. Приводятся приближенные формулы для расчетов сумм суммарной радиации на наклонные поверхности.

В естественных условиях склоны облучаются прямыми лучами солнца S_c , радиацией неба D_c и отраженной радиацией от поверхностей, находящихся перед склоном, R_c . Основные закономерности облучения склонов потоками S_c , $(D + R)_c$ и суммарной радиации Q_c выявлены в работах [1 — 3, 5]. В литературе не освещен вопрос о способах измерения отраженной радиации на склоны. В данной статье рассмотрены результаты измерений R_c и D_c , полученные в период работы экспедиции в районе Махталы в сентябре 1959 г.

Наблюдения проводились в ясные дни (облачность 0/0) при помощи пиранометра, наклоненного под углами 10, 20, 30, 40° к горизонту и ориентированного по четырем странам света (север, юг, восток, запад). Измерялась рассеянная радиация на склон D_c , рассеянная и отраженная радиация на склон $(D + R)_c$, суммарная радиация на склон Q_c . Отраженная от горизонтальной поверхности на склон радиация определялась по формуле

$$R_c = (D + R)_c - D_c. \quad (1)$$

Измерения D_c производились следующим образом. На теодолите крепился пиранометр системы Янишевского с теневым экраном. На три стойки высотой 1,2 м от поверхности земли укладывали металлическое кольцо радиусом 0,7 м, в центре которого находился параметр. Половина кольца была обтянута черным материалом (типа фланели), который экранировал пиранометр от радиации, отраженной горизонтальной площадкой, находящейся перед ним. Верхняя часть экрана находилась на уровне центра термобатареи пиранометра. Для уменьшения попадания прямых солнечных лучей на экранирующую поверхность материал оттягивался в стороны специальными приспособлениями. При отсчетах $(D + R)_c$ кольцо снималось. Измерения производились с помощью гальванометра ГЗП-47 с дополнительным сопротивлением.

При помощи альбедометра измерено альbedo черной материи, расположенной на поверхности земли. Отражение от вертикальной экранирующей поверхности к пиранометру рассчитано для всех часов суток и учтено в величинах D_c и R_c , полученных по формуле (1). Надо отметить, что максимальные потоки отраженной радиации от черного экрана

составляют 30% отраженного потока подстилающей поверхностью к склону.

Деятельная поверхность в районе экспедиции Махталы представляет собой глинистую почву с редкими невысокими кустиками колючки и высохшей травы. Измерение углового распределения интенсивности отраженной радиации от данной поверхности показало, что индикатриса отражения вытянута в направлении падающего луча. Изображенная на рис. 1 индикатриса отражения построена для плоскости вертикала солнца. Такие поверхности, лишенные зеркального отражения, В. В. Шаронов [4] относил к типу В.

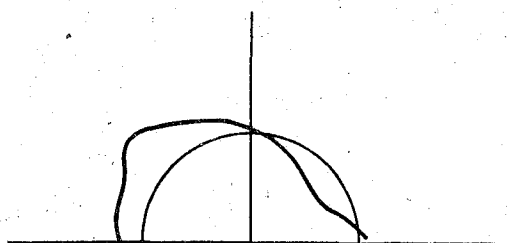


Рис. 1. Индикатриса отражения от глинистой почвы, покрытой редкой высохшей травой и низкорослыми кустами колючки (27/IX 1959 г., Махталы, $h_{\odot}=46,0^{\circ}$).

Средняя за время экспедиции величина альбедо равна 0,34.

Отраженная от горизонтальной поверхности на склон радиация для всех углов наклона и ориентации склонов имеет явно выраженный дневной ход. Для северного и южного склонов дневной ход R_c симметричен относительно истинного полдня (максимум прихода около истинного полдня). Северные склоны получают отраженной радиации

больше, чем южные. Для западного склона максимум R_c наблюдается в утренние часы, для восточного — в послеполуденные. Это объясняется характерным для деятельной поверхности Махталы угловым распределением интенсивности отраженной радиации (рис. 1). Величина напряжения отраженной радиации на склоны крутизной $10-40^{\circ}$ не превосходит $0,06 \text{ кал/см}^2\text{мин}$. Приход отраженной радиации на склон растет с ростом крутизны склона.

Таблица 1

Осредненные дневные суммы отраженной радиации на склоны (кал/см^2). Махталы, сентябрь 1959 г.

Ориентация склона	α°			
	10	20	30	40
С	1,7	5,6	13,9	25,9
Ю	1,0	4,2	9,2	18,3
В	2,0	5,1	12,4	23,0
З	1,3	4,7	11,0	23,6
Расчет по формуле изотропного приближения (5)	1,4	5,3	11,7	20,6

Из рассмотрения дневных сумм отраженной радиации на склоны видно, что отраженной радиацией, приходящей на склоны крутизной 10° , можно пренебречь (табл. 1). Восточные и западные склоны за день получают одинаковое количество отраженной радиации. Для склонов кру-

тизной 20° различия в отраженной радиации в зависимости от их ориентации незначительны. Следовательно, в этих случаях можно воспользоваться расчетной формулой изотропного приближения [5]:

$$\sum R_c = \sum R_r \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (2)$$

При расчете потоков отраженной радиации на северный и южный склоны крутизной более 20° в формулу (2) надо вводить дополнительный коэффициент $N_{\alpha, \phi} = \frac{\sum R_c}{\sum R_{\text{изотр}}}$

$$\sum R_c = N_{\alpha, \phi} \sum R_r \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (3)$$

Коэффициент $N_{\alpha, \phi}$ зависит от характера углового распределения интенсивности отраженной радиации. Для данного пункта наблюдения и указанного выше углового распределения интенсивности отраженной радиации вычислены коэффициенты N_α : для северного склона $N_{30} = 1,18$, $N_{40} = 1,26$; для южного склона $N_{30} = 0,75$, $N_{40} = 0,86$; для восточного и западного склонов полагаем $N_\alpha = 1$. Среднее отклонение измеренных сумм отраженной радиации от рассчитанных по формуле (3), приведено в табл. 2.

Таблица 2

Среднее отклонение измеренных сумм отраженной радиации от рассчитанных (кал/см²)

α°	Ориентация склона			
	С	Ю	В	З
30	$\pm 1,2$	$\pm 0,7$	$\pm 1,9$	$\pm 1,6$
40	0,4	$\pm 2,3$	$\pm 3,5$	$\pm 4,7$

В табл. 3 приводятся дневные суммы отраженной радиации на рассматриваемые склоны в процентах дневных сумм общей отраженной радиации $\sum R_r$.

Таблица 3

Осредненные соотношения $\frac{\sum R_c}{\sum R_r} \%$. Махталы, сентябрь 1959 г.

α°	Ориентация склона			
	С	Ю	В	З
10	1,0	0,6	1,1	0,8
20	3,2	2,4	2,9	2,7
30	7,9	5,2	7,0	6,2
40	14,7	10,4	13,1	13,4

Величины дневных сумм отраженной радиации даже на склон с $\alpha = 40^\circ$ составляют не более 15% общего потока отраженной радиации. Это значит, что небольшие колебания суммарной радиации, а также альbedo деятельной поверхности не внесут ощутимых изменений в значения отраженной радиации, поступающей от горизонтальной поверхности к склону.

При рассмотрении вклада D_c и R_c в $(D + R)_c$ видно, что при альбедо до 34% основную роль играет рассеянная радиация (табл. 4).

Таблица 4

Соотношения суточных сумм $\frac{\Sigma R_c}{\Sigma (D + R)_c} \%$

Дата	α°	Ориентация склона			
		С	Ю	В	З
13/IX	10	1,7	0,9	1,6	0,6
17/IX		0,7	0,5	1,4	0,7
20/IX		2,3	1,1	1,9	2,4
13/IX	20	4,7	2,7	3,1	3,1
17/IX		4,0	2,3	3,2	2,9
20/IX		7,1	4,5	6,3	5,8
13/IX	30	11,2	4,9	7,2	6,2
17/IX		10,4	5,3	7,1	7,4
20/IX		17,1	9,1	14,0	12,9
13/IX	40	21,8	10,9	13,0	16,6
17/IX		20,3	8,7	12,9	12,4
20/IX		27,5	17,3	22,8	23,0

Следовательно, при расчетах дневных сумм суммарной радиации на некрутые склоны (до 40°) можно пользоваться формулой

$$\Sigma Q_c = \Sigma S_c + \Sigma D_c + N_{\alpha, \phi} \Sigma R_c \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (4)$$

Для северного склона при $\alpha > 30^\circ$ вклад отраженной радиации за день в дневную сумму $(D + R)_c$ примерно на 10% больше, чем для южного склона.

Соотношение между R_c и D_c меняется в течение дня с изменением высоты солнца над склоном. Характер этих изменений зависит от ориентации склона.

Суточный ход рассеянной радиации на склоны (рис. 2) подобен суточному ходу прямой радиации на те же склоны. Он определяется положением околосолнечной зоны на небесном своде. Для северного и южного склонов максимум рассеянной радиации наступает около истинного полдня. Для восточного и западного склонов максимум D_c смещен к утренним и вечерним часам соответственно. Величина смещения во времени показана в табл. 5.

Таблица 5

Смещение максимумов D_c во времени относительно истинного полдня (ч. м.)

α°	Восточный склон				Западный склон			
	13/IX	17/IX	20/IX	26/IX	13/IX	17/IX	20/IX	26/IX
10	2 30	2 00	2 00	0 00	1 00	1 40	-2 00	1 00
20	3 15	2 30	2 30	2 30	2 00	2 00	-1 00	2 00
30	3 30	3 00	3 00	3 00	2 30	2 30	0 00	2 30
40	3 30	3 30	3 30	3 30	3 30	3 10	2 30	3 00

20/IX 1959 г. в суточном ходе D_c на западные склоны максимумы наблюдались в иное время, чем в остальные дни. Это объясняется, ве-

роятно, увеличением прозрачности атмосферы во второй половине дня. На южный склон для всех углов наклона приток рассеянной радиации больше, чем на северный склон (влияние превышения яркостей южной половины небосвода и яркости околосолнечной зоны над яркостями северной половины небосвода). Приводим величины дневных сумм рассеянной радиации на склоны (табл. 6).

Восточные и западные склоны при неизменной прозрачности атмосферы в течение дня получают в день одинаковое количество рассеянной

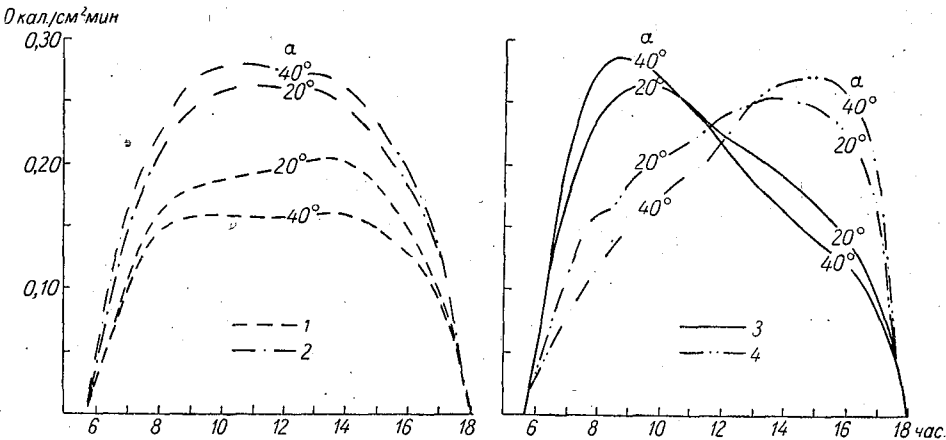


Рис. 2. Суточный ход потоков рассеянной радиации на склоны крутизной 20 и 40° (17/IX 1959 г., облачность %, Махталы).
1 — северный склон, 2 — южный, 3 — восточный, 4 — западный.

радиации (пример 17/IX, табл. 8). При существенном изменении прозрачности атмосферы в приходе рассеянной радиации на восточные и западные склоны возможно расхождение порядка 4—9 кал/см² в день.

Таблица 6
Дневные суммы рассеянной радиации на склоны
(кал/см²)

Дата	α°	Ориентация склона			
		С	Ю	В	З
13/IX	10	131,6	148,0	142,9	142,8
17/IX		122,7	140,3	132,5	134,7
20/IX		85,6	96,5	93,6	89,8
13/IX	20	118,8	156,8	142,5	141,4
17/IX		116,5	148,2	135,2	137,5
20/IX		81,3	101,5	95,6	89,5
13/IX	30	110,1	160,2	146,7	139,2
17/IX		106,7	156,8	136,3	134,4
20/IX		74,5	105,6	95,3	87,5
13/IX	40	94,7	150,8	146,0	134,3
17/IX		96,6	157,1	131,9	134,5
20/IX		69,8	106,7	93,6	85,0
13/IX	0	140,4			
17/IX		133,1			
20/IX		92,1			

Следует отметить, что дневные суммы рассеянной радиации на восточный и западный склоны не зависят от крутизны склона и мало отличаются от дневных сумм рассеянной радиации на горизонтальную поверхность (табл. 6). Это объясняется соответствующим зональным распределением яркости рассеянной радиации [6]. Для южного и северного склонов выражена зависимость отраженной радиации от угла наклона.

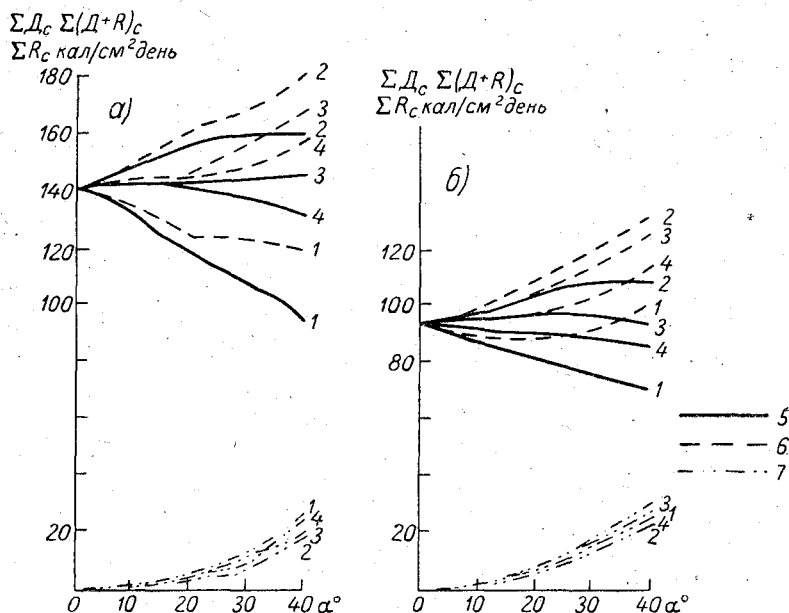


Рис. 3. Зависимость суточных сумм ΣD_c , $\Sigma (D+R)_c$, ΣR_c от угла наклона склона α при различных прозрачностях атмосферы P .
а) 13/IX 1959 г., $P=0,66$, б) 20/IX 1959 г., $P=0,73$; 1 — северный склон, 2 — южный, 3 — восточный, 4 — западный; 5) ΣD_c , 6) $\Sigma (D+R)_c$, 7) ΣR_c .

Следовательно, при расчете сумм суммарной радиации на восточный и западный склоны в формуле (4) вместо ΣD_c можно брать ΣD_r

$$\Sigma Q_{в, з} = \Sigma S_c + \Sigma D_r + \Sigma R_r \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (5)$$

В табл. 7 приводим результаты проверки формулы (8).

Таблица 7

Сопоставление рассчитанных суточных сумм ΣQ_c с измеренными (кал/см²)

Дата	α°	Восточный склон		Западный склон	
		по формуле (8)	измеренная	по формуле (8)	измеренная
13/IX	10	520,3	529,8	491,2	499,1
	20	516,3	523,8	499,6	506,1
	30	497,2	509,4	489,8	492,3
	40	477,3	490,5	462,9	476,1
20/IX	10	485,2	486,6	487,2	485,4
	20	487,4	491,4	469,2	466,2
	30	489,8	495,9	439,8	435,6
	40	480,9	488,4	415,0	411,6

Суммы рассеянной радиации на северный и южный склоны отличаются от сумм рассеянной радиации на горизонтальную поверхность.

С увеличением прозрачности атмосферы приход рассеянной радиации на склоны существенно убывает. Это определяет в основном изменение величины $(D + R)_c$ (рис. 3). Отношения дневных сумм рассеянной радиации на склоны к дневным суммам рассеянной радиации на горизонтальную поверхность мало меняются с изменением прозрачности атмосферы (табл. 8).

Таблица 8

Отношения дневных сумм $\frac{\Sigma D_c}{\Sigma D_r}$. Махталы, сентябрь 1959 г.

Дата	P	α°	Ориентация склона			
			С	Ю	В	З
13/IX	0,66	10	0,94	1,05	1,02	1,02
17/IX	0,68		0,92	1,05	0,99	1,01
20/IX	0,73		0,93	1,05	1,02	0,97
13/IX		20	0,84	1,11	1,01	1,01
17/IX			0,87	1,12	1,02	1,03
20/IX			0,88	1,10	1,04	0,97
13/IX		30	0,78	1,14	1,04	0,99
17/IX			0,80	1,18	1,02	1,02
20/IX			0,81	1,14	1,03	0,95
13/IX		40	0,67	1,14	1,04	0,94
17/IX			0,73	1,18	0,99	1,01
20/IX			0,76	1,16	1,02	0,92

Выводы

1. В ясный день основная роль в приходе коротковолновой радиации на склоны принадлежит прямой и рассеянной радиации.

2. Рассеянная радиация, приходящая за день на восточный и западный склоны, не зависит от крутизны склона (до $\alpha=40^\circ$). При расчетах дневных сумм суммарной радиации на данные склоны можно полагать $\Sigma D_c = \Sigma D_r$.

3. При альбедо до 34% величиной отраженной радиации, поступающей к склонам с $\alpha = 10^\circ$, можно пренебречь. Для склонов крутизной 20° любых азимутов, а также для восточных и западных ориентаций более крутых склонов рассчитывать суточные суммы отраженной радиации на данные склоны можно по формуле изотропного приближения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. и Манолова М. П. Дневной ход и дневные суммы рассеянной и суммарной радиации на различно ориентированных склонах. Вестник ЛГУ, № 4, 1958.
2. Кондратьев К. Я. и Манолова М. П. К вопросу о приходе рассеянной радиации на поверхность склона. Метеорология и гидрология, № 6, 1955.
3. Кондратьев К. Я. и Манолова М. П. Радиационный баланс склонов. Вестник ЛГУ, № 10, 1958.
4. Шаронов В. В. Проблемы оптики ландшафта. Вестник ЛГУ, № 5, 1949.
5. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеоздат, Л., 1954.
6. Кондратьев К. Я., Кудрявцева Л. А., Манолова М. П. Распределение энергетической и световой интенсивности рассеянной радиации атмосферы по небесному своду. Вестник ЛГУ, № 5, 1955.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА ТЕПЛА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Определение притока длинноволновой радиации на различных высотах пограничного слоя в настоящее время производится с большими погрешностями. В статье излагается новый метод, основанный на том, что лучистый приток можно представить формулой

$$\frac{dQ}{dz} = \alpha \rho_w (A + B - 2E).$$

Описывается прибор, непосредственно определяющий величину $(A + B - 2E)$. На материале Махталинской экспедиции производится расчет изменения температуры воздуха под влиянием длинноволнового излучения и проверяется предположение о том, что результирующий поток длинноволновой радиации пропорционален градиенту температуры.

Учет влияния лучистого притока тепла на изменение температуры имеет большое значение для решения ряда метеорологических задач. Лучистый теплообмен является основным фактором, определяющим трансформацию воздушных масс в свободной атмосфере. В приземном слое его необходимо учитывать в задачах о суточном ходе при прогнозе туманов, при расчетах среднесуточных температур и т. д. Однако до настоящего времени не существует надежных данных о распределении баланса длинноволновой радиации на высоте. И непосредственные измерения, и расчеты с помощью радиационных диаграмм связаны с большими трудностями, заключающимися в том, что радиационный приток находится как разность значений радиационного баланса на двух уровнях

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{d}{dz} (A - B).$$

Поэтому, хотя сам радиационный баланс достаточно велик, его изменения малы, и приток приходится определять как малую разность больших величин. Точность измерения или расчета исходных данных оказывается совершенно недостаточной даже для грубой оценки лучистого притока в пределах приземного слоя. Действительно, оценка с помощью радиационной диаграммы показывает, что

$$\frac{d(A - B)}{dz} \approx 2 \cdot 10^{-5} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин/м}.$$

Численное значение $(A - B) \approx 10^{-1} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Поскольку при помощи термоэлектрического балансомера $(A - B)$ определяется в лучшем случае с точностью не более 5%, то абсолютная погрешность

$d(A - B) = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см² · мин. Отсюда следует, что для получения при помощи тщательных измерений по термоэлектрическому балансомеру градиента радиационного баланса необходимо поместить два прибора на расстоянии (по вертикали) 500 м, что можно выполнить только на специальной мачте. Можно, однако, пойти по другому пути. Для этого воспользуемся уравнениями распространения длинноволновой радиации

$$\frac{dA_\lambda}{dz} = \alpha_\lambda \rho_w (A_\lambda - E_\lambda), \quad (1)$$

$$\frac{dB}{dz} = \alpha_\lambda \rho_w (E - B_\lambda). \quad (2)$$

Из этих уравнений следует, что приток радиации, отнесенный к слою единичной толщины, обусловленный частью спектра от λ до $\lambda + 1$,

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{d(A_\lambda - B_\lambda)}{dz} = \alpha_\lambda \rho_w (A_\lambda + B_\lambda - 2E_\lambda). \quad (3)$$

Тогда получаем выражение для полного притока лучистой энергии

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{d(A - B)}{dz} = \int_0^\infty \alpha_\lambda \rho_w (A_\lambda + B_\lambda - 2E_\lambda) d\lambda. \quad (4)$$

Вынесем среднее значение α_λ из-под знака интеграла, тогда

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{d(A - B)}{dz} = \alpha \rho_w (A + B - 2E), \quad (5)$$

где E — излучение абсолютно черного тела при температуре воздуха.

Можно предполагать, что средний коэффициент α в условиях атмосферы — довольно устойчивая величина и определение его для достаточно мощного слоя не представляет особых трудностей. Расчеты α по радиационной диаграмме на основании соотношения [5]

$$\alpha = \frac{\frac{d(A - B)}{dz}}{\rho_w (A + B - 2E)}$$

для 1 км показали, что $\alpha = 0,5$ см²/г.

Таким образом, зная величину $(A + B - 2E)$, можно рассчитать приток длинноволновой радиации к слою, а следовательно, и изменение температуры воздуха, вызванное этим эффектом.

Величина $(A + B - 2E)$ может быть получена непосредственно с помощью суммарного балансомера — прибора, предложенного Д. Л. Лайхтманом и действующего по принципу дифференциального балансомера [1]. Приемная поверхность этого прибора представляет собой тонкий диск, зачерненный с обеих сторон и воспринимающий потоки, падающие сверху и снизу. К этой поверхности припаян один спай термопары. Другой спай вмонтирован в психрометр и поддерживается при температуре воздуха. Если приемную поверхность балансомера искусственно охладить, то после прекращения охлаждения его температура будет изменяться под действием радиации, собственного излучения и теплообмена диска с воздухом

$$k \frac{dT_d}{dt} = S' + A + D + R + B - 2\sigma T_d^4 + \tilde{\alpha}(T_d - T_v),$$

где S' — прямая солнечная радиация, A — длинноволновая радиация, приходящая сверху, D — рассеянная коротковолновая радиация, R — ра-

диация, отраженная от земной поверхности, B — длинноволновое излучение земли и ниже лежащих слоев атмосферы, T_d — температура диска, T_v — температура воздуха, $\tilde{\alpha} (T_d - T_v)$ — турбулентный теплообмен между воздухом и пластиной.

Для момента времени, когда температура диска равна температуре воздуха, изменение температуры приемной поверхности не зависит от

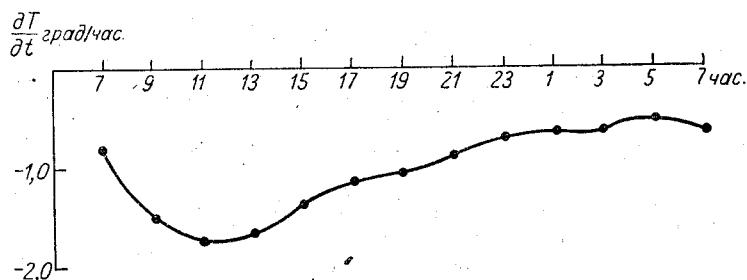


Рис. 1. Изменение температуры под влиянием лучистого теплообмена.

турбулентного теплообмена с воздухом и для затененного балансомера днем описывается следующим уравнением:

$$k \frac{dT_d}{dt} = A + B - 2E - D - R.$$

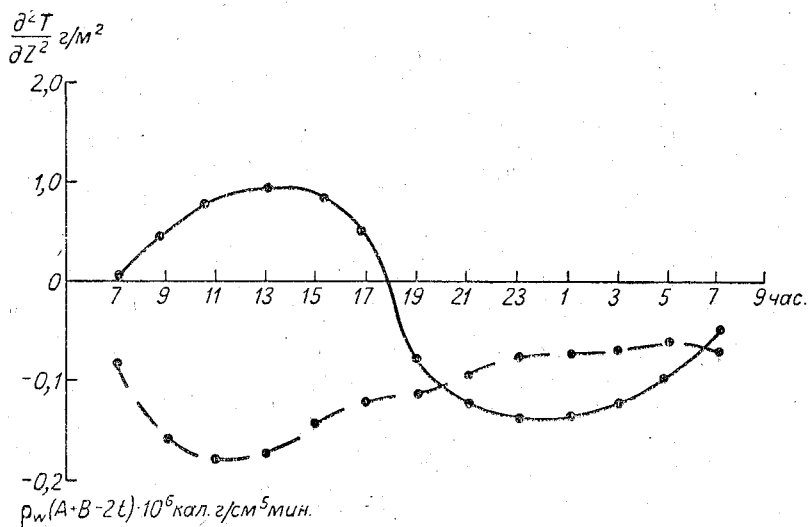


Рис. 2. Связь изменения температуры с $\frac{d^2T}{dz^2}$.

Для условий ночных наблюдений при отсутствии коротковолновой рассеянной (D) и отраженной (R) радиации

$$k \frac{dT_d}{dt} = A + B - 2E.$$

Коэффициент пропорциональности k может быть либо рассчитан, либо определен путем градуировки, например по методу солнце — тень.

Методика наблюдений и обработки данных этого прибора аналогична методике работы с дифференциальным балансоммером. Преимущество

ством предложенного прибора по сравнению с существующими балансомерами является, во-первых, то, что результаты его показаний не зависят от скорости ветра, и, во-вторых, то, что прибором дается непосредственно разность $(A + B - 2E)$, а не каждое слагаемое в отдельности.

В Махталинской экспедиции проводились суточные серии наблюдений по суммарному балансомеру. Прибор был установлен на уровне 1 м над земной поверхностью. Разность $(T_d - T_n)$ отсчитывалась через 5 сек. по гальванометру ГЗП. Переводный множитель $K = 4,50 \cdot 10^{-3}$ кал/сек · град. определялся по методу солнце—тень.

Данные этих наблюдений позволили вычислить изменение температуры воздуха под влиянием лучистого теплообмена

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\alpha \rho_w}{c_p \rho} (A + B - 2E).$$

Результаты расчетов суточного хода величины $\frac{dT}{dt}$ град/час, осредненные за пять серий, приводятся на рис. 1. Анализ кривой показывает, что в течение всех суток на уровне 1 м происходит охлаждение слоя воздуха за счет длинноволнового излучения. Величина этого охлаждения находится в пределах 0,5—1,5 град/час.

Учет лучистого притока при решении различных метеорологических задач производится по-разному. Некоторые авторы [2] считают, что изменения температуры воздуха за счет лучистого и турбулентного притоков могут быть представлены аналогичными выражениями:

$$\frac{\partial T_{1,2}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_1 \frac{\partial T}{\partial z} + k_2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

(цифра 1 относится к коэффициенту турбулентного теплообмена, цифра 2 — к коэффициенту лучистого теплообмена).

Для проверки правильности этого предположения мы попытались связать величину $\rho_w (A + B - 2E)$, пропорциональную изменению температуры, с величиной $\frac{d^2 T}{dz^2}$. Рисунок 2 показывает удовлетворительную качественную связь между обеими величинами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кучеров Н. В., Стернзат М. С. Аппаратура и методика исследований на станциях «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5». Вопросы физики приземного слоя атмосферы в Арктике. Т. 226. Изд. «Морской транспорт», Л., 1959.
2. Брент Д. Физическая и динамическая метеорология. Гидрометеониздат, 1938.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НАД пос. МАХТАЛЫ В СЕНТЯБРЕ 1959 г.

В статье рассматривается суточный ход высоты пограничного слоя и среднего в слое коэффициента турбулентного обмена, распределения основных метеорологических элементов и пульсации скорости ветра и температуры воздуха.

Прежде всего отметим некоторые особенности в суточном ходе высоты пограничного слоя H_{Π} и среднего в пограничном слое коэффициента турбулентного обмена $\bar{k}$. Расчет H_{Π} и $\bar{k}$ проведен по формулам, предложенным Д. Л. Лайхтманом [1],

$$H_{\Pi} = V_{\Gamma} \sqrt{\frac{\pi}{g} \frac{\theta_0}{\gamma_a - \bar{\gamma}}},$$

где V_{Γ} — скорость геострофического ветра, γ_a и $\bar{\gamma}$ — адиабатический и средний в пограничном слое вертикальный градиент температуры, g — ускорение силы тяжести, θ_0 — потенциальная температура воздуха у земной поверхности,

$$\bar{k} = 3,2 V_{\Gamma}^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \bar{\gamma}} \sin \varphi$$

(φ — широта места).

Для расчета H_{Π} и $\bar{k}$ в дневные часы были использованы данные самолетного зондирования, ночью — результаты аэростатного зондирования.

На рис. 1 приведен суточный ход H_{Π} и k по данным десяти серий наблюдений.

Для большей наглядности приведем значения H_{Π} , $\bar{k}$ и V_{Γ} за некоторые сроки (табл. 1).

Таблица 1

Средние величины H_{Π} , k и V_{Γ}

Часы	7	9	11	17	23	1	3	5
H_{Π} м	450	560	900	1910	340	300	240	310
$\bar{k}$, м ² /сек.	1,0	2,3	5,7	13,5	0,9	0,6	0,5	0,9
V_{Γ} м/сек.	4,7	5,0	5,2	5,6	5,0	4,3	4,1	5,1

Ввиду отсутствия за 13 и 15 час. данных самолетного зондирования, значения H_p и $\bar{k}$ не могли быть вычислены, и на рис. 1 они даны как ориентировочные. Считая, что максимум $\bar{k}$ и H_p наблюдается в полуденные часы, их экстраполированные величины будут $H_p \approx 2100$ м и $\bar{k} \approx 17,0$ м²/сек.

Средние для всего пограничного слоя значения k получились небольшими с минимумом ночью $k \approx 0,5$ м²/сек. и максимумом в 15 час. Одной из особенностей района являются малые скорости геострофического ветра и, главное, их небольшие изменения в течение суток, несмотря на значительные различия в высотах пограничного слоя.

Очевидно, основным фактором, влияющим на изменение H_p и k в течение суток в рассматриваемый период, является изменение термической стратификации, которую можно выразить через значения θ_0 и γ .

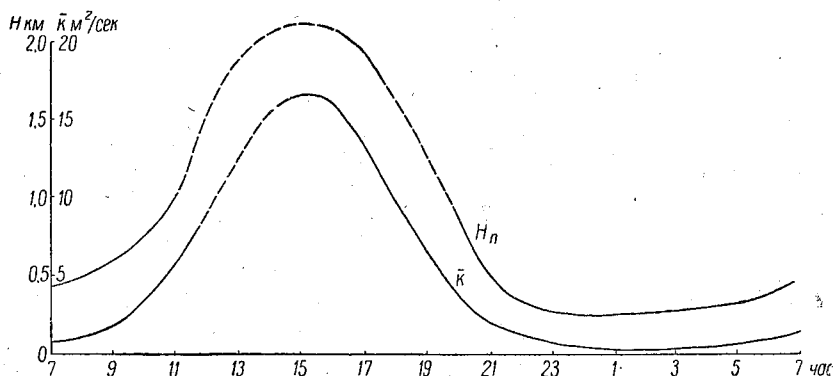


Рис. 1. Суточный ход H_p и $\bar{k}$.

Несмотря на интенсивный приток прямой солнечной радиации, в отдельные дни даже в полуденные часы в пограничном слое наблюдались слои с инверсией температуры или уменьшенным градиентом, обычно связанные со слоями дымки.

Вычисленная высота пограничного слоя весьма часто в ночные и утренние часы совпадала или с верхним уровнем слоя приземной инверсии или с уровнем начала слоя резко уменьшенного повышения температуры по высоте; в дневные часы на верхнем уровне пограничного слоя наблюдалось уменьшение γ примерно от $0,7 - 0,75$ до $0,4 - 0,45^\circ$.

Если суточный ход k относительно невелик, то изменение высоты пограничного слоя в среднем за сутки менялось в весьма больших пределах — от 0,24 км ночью до 2,1 км днем. При малых изменениях V_r основное влияние на H_p оказывают термические факторы, в частности конвекция. Интенсивность прироста H_p в течение суток меняется в больших пределах (табл. 2).

Таблица 2

Интенсивность роста H_p см/сек. в течение суток

Период (часы)	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	21—23	23—1	1—3	3—5	5—7
Прирост H (см/сек.)	2,2	5,5	12,8	3,0	—3,0	—8,0	—11,1	—3,3	—0,6	—0,8	0,9	1,7

Максимум роста H_p наблюдается в период с 9 до 13 час., а минимум — рано утром. После 15 час. высота H_p начинает быстро уменьшаться, и скорость снижения в период 19—21 час. доходит до 11 см/сек.

Далее рассмотрим некоторые особенности распределения средних значений основных метеорологических элементов по данным десяти серий аэростатного зондирования.

Распределение температуры воздуха над пос. Махталы приведено в табл. 3. Максимум температуры воздуха в слое 2 — 500 м приходится на 15 час., минимум — на 7 час. Суточная амплитуда температуры воздуха быстро убывает с высотой, уменьшаясь от 19,5° на уровне 2 м до 8,6° на 200 м и 2,1° на высоте 500 м.

По среднесуточным данным инверсия температуры воздуха наблюдается в слое до 300 м.

Таблица 3

Суточный ход температуры воздуха

Часы	H м								
	2	25	50	100	150	200	300	400	500
7	13,4	15,6	17,0	18,7	20,5	22,1	23,8	25,1	26,0
9	21,6	21,5	21,8	21,7	22,5	23,6	24,9	25,6	25,8
11	27,0	26,8	26,6	26,0	25,7	25,6	25,4	25,2	24,1
13	31,0	30,7	30,4	30,0	29,5	28,9	28,0	27,2	26,6
15	32,9	32,6	32,2	31,8	31,3	30,7	29,9	29,0	28,1
17	32,8	32,4	32,0	31,6	31,0	30,4	29,6	28,7	28,0
19	27,1	28,1	28,7	29,1	29,0	28,7	28,0	27,3	26,5
21	22,2	24,3	25,8	26,8	27,2	27,3	26,9	26,4	25,7
23	19,1	21,7	23,3	24,5	25,1	25,8	25,9	25,5	25,0
1	17,2	19,5	21,0	22,6	23,6	24,3	24,8	24,8	24,3
3	14,8	17,7	19,2	20,9	22,1	23,2	24,2	24,4	24,0
5	13,6	16,1	17,9	19,3	20,8	21,6	23,0	23,6	23,5
Среднее	21,8	23,3	24,1	24,7	25,3	25,7	26,0	26,0	25,6

Инверсия температуры начинает развиваться от земной поверхности и уже в 17 час. наблюдается в слое 100 м с ростом $t \approx 2,0^\circ$. Интенсивный рост высоты слоя инверсии отмечается до 1 часа; слой инверсии составляет в это время 400 м с повышением температуры на 7,6°. Далее до 5 час. высота инверсионного слоя растет медленно, но величина инверсии непрерывно растет и достигает к 5 час. 10,0°. Перед восходом солнца снова на короткое время наблюдается увеличение мощности инверсионного слоя, который к 7 час. достигает 500—550 м, а величина инверсии — 12—12,5°.

Уничтожение ночной инверсии начинается около 9 час. и идет от земной поверхности. Такая значительная продолжительность существования приземной инверсии (около 14 час. 30 мин.), очевидно, связана со значительной запыленностью воздуха в нижних слоях. Отношение величины инверсии, равной 12,0°, к суточной амплитуде температуры на высоте 2 м, равной 19,5°, составляет примерно 0,6, т. е. близко к 0,5, и это указывает, что на развитие инверсии в основном влияют только радиационные факторы.

Вертикальные градиенты температуры воздуха в слоях инверсии наименьшие в нижних слоях и составляют $-10, -12^\circ/100$ м в период 23 — 5 час. В среднем величина γ в слое инверсии равна $-2, -3^\circ$ на 100 м. Переход к положительным градиентам происходит между 9 и 11 час. и уже с 13 час. величины γ в слое 500 м близки к 1° . Такой градиент сохраняется до 17 час. После 17 час., несмотря на еще сравнительно большую высоту стояния солнца, начинается быстрое понижение температуры, и величина γ становится отрицательной.

Далее рассмотрим величину относительной и удельной влажности воздуха (табл. 4—5). Максимум $r\%$ во всем слое 500 м приходится на утренние (5—7) часы, минимум — на полуденные (15—17) часы. Ход $r\%$, обратный ходу температуры воздуха с одним максимумом и одним минимумом, наблюдается во всем слое 500 м. Амплитуда $r\%$ — максимальная у земной поверхности с $\Delta r \approx 42\%$ и минимальная на уровне 0,5 км с $\Delta r \approx 16\%$. В целом распределение относительной влажности указывает на типично засушливые климатические условия района. В суточном ходе удельной влажности в нижних слоях отмечается два максимума — в 9 и 21 час., обусловленных суточным ходом турбулентного обмена.

Таблица 4

Суточный ход относительной влажности воздуха $r\%$

Часы	H м								
	2	25	50	100	150	200	300	400	500
7	56	58	51	45	39	34	28	24	22
9	36	36	35	34	32	29	24	22	20
11	24	24	23	23	23	23	23	21	20
13	17	17	16	17	17	17	17	17	18
15	14	14	14	14	14	14	14	15	16
17	14	14	14	14	14	15	15	15	16
19	24	23	22	21	20	20	20	20	19
21	32	30	26	24	22	21	20	19	19
23	36	34	31	27	25	24	22	22	21
1	38	38	36	33	32	30	27	26	27
3	46	43	41	38	35	33	30	28	28
5	49	50	46	40	38	36	33	31	32
Среднее	34	33	31	29	27	25	23	22	22

Таблица 5

Суточный ход удельной влажности q г/кг

Часы	H м								
	0	25	50	100	150	200	300	400	500
7	5,2	5,9	6,4	6,2	6,7	6,2	5,6	5,2	4,9
9	5,7	6,0	5,9	5,7	5,7	5,5	4,9	4,8	4,4
11	5,5	5,5	5,2	5,0	5,0	4,9	4,9	4,5	4,2
13	4,9	4,9	4,7	4,7	4,6	4,4	4,2	4,1	4,2
15	4,5	4,5	4,4	4,3	4,2	4,0	3,9	4,0	4,1
17	4,5	4,5	4,4	4,2	4,2	4,3	4,1	3,9	4,1
19	5,5	5,7	5,7	5,4	5,3	5,0	4,7	4,8	4,4
21	5,4	6,1	5,7	5,5	5,2	4,9	4,5	4,4	4,2
23	5,0	5,8	5,8	5,3	5,2	5,2	4,8	4,8	4,5
1	4,4	5,6	5,8	5,8	5,9	5,9	5,6	5,4	5,6
3	4,8	5,6	5,9	6,0	6,0	6,0	5,9	5,6	5,6
5	4,8	5,8	6,1	5,7	6,1	6,0	6,1	6,0	6,2
Среднее	5,0	5,5	5,5	5,4	5,4	5,2	5,0	4,8	4,7

Минимум удельной влажности приходится на полуденные часы, второй минимум выражен менее четко; в нижнем слое он наблюдается около 3 час. В пустыне, где проводились наблюдения, испарение равно нулю, и перераспределение влаги в атмосфере в суточном ходе было только под влиянием турбулентного обмена. Следует отметить сравнительно небольшие изменения q за сутки. В дневные часы величина q во всем слое

500 м практически постоянна, в ночные часы наблюдается инверсия в распределении удельной влажности, близкая по ходу к инверсии температуры. Скорости ветра были получены по аэростатному метеорографу и по сериям шаропилотных наблюдений.

В суточном ходе скорости ветра в нижнем слое 500 м (рис. 2) отмечается сравнительно небольшая высота обращения ветра, составляющая всего 15—20 м, и большие различия в скоростях ветра в дневные и ноч-

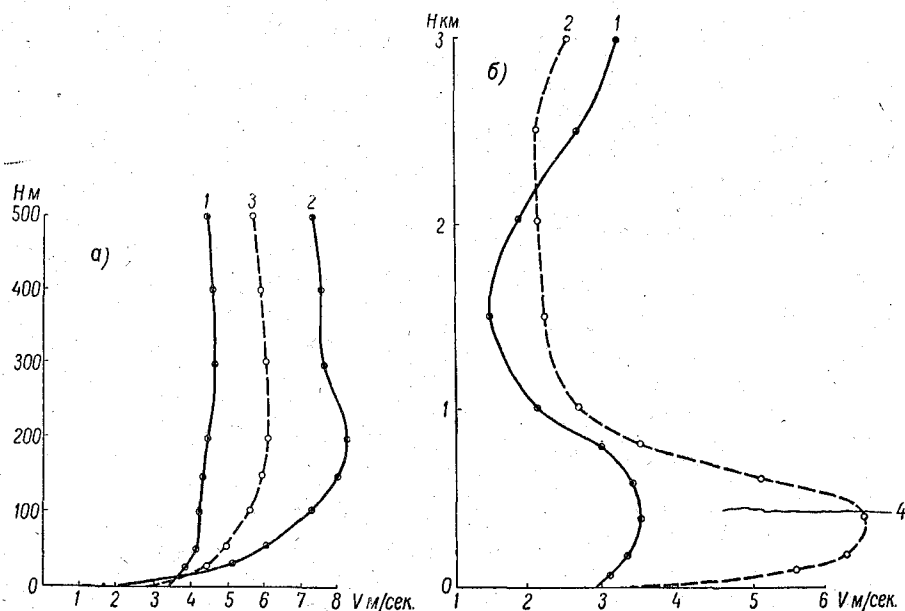


Рис. 2. Суточный ход скорости ветра.

1 — скорость ветра днем (9—15 ч.), 2 — скорость ветра ночью (21—03 ч.), 3 — среднесуточная скорость ветра, 4 — верхняя граница инверсионного слоя; а — аэростатные наблюдения, б — шаропилотные наблюдения.

ные часы. Днем скорости ветра невелики (составляют 3—4 м/сек.) и мало меняются с высотой; ночью они возрастают до 7—8 м/сек. и достигают максимума примерно на верхней границе инверсионного слоя, несколько уменьшаясь выше слоя инверсии (табл. 6).

Таблица 6

Суточный ход скорости ветра

Часы	H м								
	2	25	50	100	150	200	300	400	500
7	1,5	4,0	4,3	4,3	4,2	4,5	4,9	4,8	4,2
9	1,8	3,0	3,0	3,1	3,6	4,0	4,0	3,8	4,1
11	3,8	4,6	4,9	4,9	5,0	5,4	5,5	5,5	5,2
13	4,3	4,2	4,4	4,5	4,5	4,5	4,9	4,8	4,6
15	3,2	4,0	4,4	4,1	4,3	4,2	4,3	4,5	4,4
17	4,0	4,7	5,1	5,2	5,5	5,6	5,5	5,6	5,8
19	2,7	5,3	6,2	7,4	7,9	8,2	8,5	8,3	7,8
21	2,4	5,4	6,5	8,2	8,9	9,0	8,5	8,5	7,8
23	1,6	5,2	5,9	7,6	8,3	8,5	8,3	8,0	7,6
1	2,4	5,3	6,0	7,1	8,0	8,8	7,3	7,6	7,9
3	1,8	4,8	5,8	6,5	6,8	7,0	6,4	5,8	5,9
5	1,4	4,3	4,8	5,0	5,0	5,1	5,3	5,0	5,0
Среднее	2,5	4,5	5,0	5,6	5,0	6,1	6,0	5,9	5,7

В суточном ходе скорости ветра отмечается несколько максимумов и минимумов, но уже с высоты 50 м максимум скорости приходится на 21—23 часа. Несмотря на сравнительно ровную подстилающую поверхность в течение суток, кроме полуденных часов, наблюдается большой вертикальный градиент скорости ветра, характерный для инверсии. Днем градиент скорости близок к нулю, что связано с интенсивным турбулентным обменом.

Большой интерес представляют данные шаропилотных наблюдений. Наблюдения за шарами-пилотами велись с базы длиной 802 м. Выпуски проводились сериями по шести штук в каждый срок, через 10 мин. Всего за каждую серию производилось 72 наблюдения.

В табл. 7 приведены средние по каждому сроку величины направления и скорости ветра, а также отклонения направления Δd и скорости ветра ΔV от средних величин по высотам. Направление ветра было получено геометрическим сложением на каждом уровне отдельных векторов ветра сначала по данным шести шаров-пилотов каждого срока серии, а затем всех десяти серий.

Направление ветра северной четверти, по средним данным, в нижнем примерно километровом слое держалось довольно устойчиво как ночью, так и днем. Выше наблюдался резкий поворот ветра, и днем с уровня $\sim 2,0$ км, а ночью несколько ниже ($\sim 1,5$ км) устанавливался поток воздуха юго-западного (иногда западного) направления.

Профиль скорости ветра также имеет свои особенности. По данным аэростатного зондирования было установлено, что ночью скорости ветра значительно больше, чем днем; это подтверждается и шаропилотными наблюдениями. Как видно из рис. 2а, такое распределение скорости наблюдается только в слое 0,4—0,5 км; выше скорости ветра ночью быстро уменьшаются и к уровню $\sim 1,0$ км достигают 2—3 м/сек. В слое 1—3 км больших различий в ходе скорости ветра в дневные и ночные часы не наблюдается; абсолютные же значения скорости мало изменяются с высотой, особенно ночью, и держатся в пределах 2—4 м/сек.

Усиление скорости ветра в ночные часы наблюдается в слое радиационной инверсии, причем уровень максимума скорости примерно совпадает с верхней границей инверсии. Следует отметить, что скорости ветра на верхней границе инверсионного слоя иногда могут быть больше скорости геострофического ветра. Эти факты неоднократно отмечались автором [1]; кроме того, они рассматривались и в некоторых других работах, но объяснений этого процесса пока еще не имеется.

Характерным является также наличие резкого скачка в скорости ветра в самом нижнем слое от штиля у земной поверхности до значительных скоростей ветра на уровне 20—25 м.

В табл. 7 приведены также средние максимальные величины отклонений направления и скорости ветра от их осредненных значений, но эти величины в настоящей работе не рассмотрены.

Следует отметить, что в статье проанализированы величины основных метеозадающих элементов, полученные как средние из десяти серий. В отдельные серии могут быть некоторые отклонения от приведенных величин.

В заключение рассмотрим пульсации метеорологических элементов.

В период работы экспедиции наблюдался хорошо заметный суточный ход пульсаций почти всех метеозадающих элементов, особенно отчетливо проявляющийся у скорости ветра и температуры воздуха. Пульсации скорости ветра исследовались с помощью специального прибора, поднимаемого на привязном аэростате и регистрировавшего на уровнях 100, 200 и 300 м среднюю за 5 мин. скорость ветра и пульсации горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра. Описание прибора и методика

Распределение направления и скорости ветра и их пульсаций по шаропилотным наблюдениям

Таблица 7

Часы	0,1		0,2		0,3		0,4	
	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$
7	343 $\pm$ 18	3,1 $\pm$ 0,7	344 $\pm$ 12	3,2 $\pm$ 1,3	347 $\pm$ 19	3,7 $\pm$ 1,3	357 $\pm$ 15	3,6 $\pm$ 1,2
9	349 $\pm$ 16	2,8 $\pm$ 0,9	355 $\pm$ 12	2,9 $\pm$ 1,0	001 $\pm$ 13	3,3 $\pm$ 1,1	001 $\pm$ 10	3,6 $\pm$ 1,2
11	360 $\pm$ 11	3,9 $\pm$ 1,2	359 $\pm$ 15	4,2 $\pm$ 0,8	357 $\pm$ 20	3,7 $\pm$ 0,9	359 $\pm$ 10	4,1 $\pm$ 1,2
13	007 $\pm$ 25	2,6 $\pm$ 0,9	008 $\pm$ 18	3,3 $\pm$ 1,4	004 $\pm$ 17	3,2 $\pm$ 1,3	002 $\pm$ 18	3,2 $\pm$ 1,2
15	001 $\pm$ 23	3,3 $\pm$ 1,3	003 $\pm$ 22	3,8 $\pm$ 1,0	352 $\pm$ 19	2,9 $\pm$ 1,3	001 $\pm$ 15	3,4 $\pm$ 1,3
17	009 $\pm$ 11	4,9 $\pm$ 0,9	355 $\pm$ 10	5,3 $\pm$ 1,2	355 $\pm$ 9	5,5 $\pm$ 1,1	352 $\pm$ 9	5,2 $\pm$ 1,1
19	005 $\pm$ 9	6,1 $\pm$ 0,9	006 $\pm$ 9	6,8 $\pm$ 1,0	006 $\pm$ 7	6,6 $\pm$ 1,1	006 $\pm$ 7	6,7 $\pm$ 1,2
21	012 $\pm$ 9	6,9 $\pm$ 1,4	016 $\pm$ 12	7,6 $\pm$ 1,0	016 $\pm$ 12	7,6 $\pm$ 1,0	012 $\pm$ 9	7,0 $\pm$ 1,6
23	360 $\pm$ 10	7,6 $\pm$ 1,7	013 $\pm$ 13	7,6 $\pm$ 1,5	007 $\pm$ 25	8,0 $\pm$ 1,4	018 $\pm$ 20	7,1 $\pm$ 1,5
1	022 $\pm$ 15	4,2 $\pm$ 1,2	016 $\pm$ 12	6,0 $\pm$ 1,0	020 $\pm$ 7	5,8 $\pm$ 1,3	024 $\pm$ 15	5,8 $\pm$ 1,1
3	012 $\pm$ 10	4,6 $\pm$ 0,9	016 $\pm$ 13	4,0 $\pm$ 1,5	024 $\pm$ 14	5,3 $\pm$ 0,9	023 $\pm$ 10	5,5 $\pm$ 0,8
5	358 $\pm$ 23	3,6 $\pm$ 0,9	011 $\pm$ 23	3,9 $\pm$ 1,1	028 $\pm$ 22	4,4 $\pm$ 1,1	082 $\pm$ 19	4,4 $\pm$ 0,9
7	008 $\pm$ 15	3,6 $\pm$ 0,8	028 $\pm$ 23	3,9 $\pm$ 0,9	033 $\pm$ 19	4,5 $\pm$ 1,4	032 $\pm$ 15	3,9 $\pm$ 1,3
Часы	0,5		0,6		0,7		0,8	
	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$
7	006 $\pm$ 18	3,2 $\pm$ 1,0	007 $\pm$ 8	2,9 $\pm$ 1,0	018 $\pm$ 8	3,2 $\pm$ 1,2	021 $\pm$ 7	3,9 $\pm$ 1,2
9	351 $\pm$ 12	3,4 $\pm$ 1,1	354 $\pm$ 12	3,4 $\pm$ 1,1	011 $\pm$ 18	2,9 $\pm$ 1,2	016 $\pm$ 10	2,4 $\pm$ 1,1
11	357 $\pm$ 10	3,9 $\pm$ 1,1	352 $\pm$ 10	3,6 $\pm$ 0,9	003 $\pm$ 10	2,9 $\pm$ 0,9	010 $\pm$ 11	2,9 $\pm$ 0,9
13	002 $\pm$ 19	2,7 $\pm$ 1,1	002 $\pm$ 18	3,1 $\pm$ 1,2	009 $\pm$ 17	2,9 $\pm$ 1,3	003 $\pm$ 21	2,6 $\pm$ 1,1
15	358 $\pm$ 10	3,3 $\pm$ 1,5	358 $\pm$ 18	3,2 $\pm$ 1,5	000 $\pm$ 19	3,3 $\pm$ 1,1	355 $\pm$ 19	3,3 $\pm$ 1,0
17	353 $\pm$ 10	5,2 $\pm$ 1,2	356 $\pm$ 12	5,5 $\pm$ 1,6	355 $\pm$ 13	5,4 $\pm$ 1,4	356 $\pm$ 10	4,9 $\pm$ 1,2
19	007 $\pm$ 10	6,3 $\pm$ 1,1	007 $\pm$ 12	5,8 $\pm$ 1,1	007 $\pm$ 13	5,6 $\pm$ 1,8	006 $\pm$ 9	4,7 $\pm$ 1,4
21	015 $\pm$ 8	6,3 $\pm$ 1,2	016 $\pm$ 8	6,0 $\pm$ 1,4	016 $\pm$ 12	5,3 $\pm$ 1,3	013 $\pm$ 21	4,4 $\pm$ 1,2
23	018 $\pm$ 18	7,2 $\pm$ 1,6	016 $\pm$ 14	5,9 $\pm$ 1,3	014 $\pm$ 13	4,9 $\pm$ 1,1	015 $\pm$ 11	4,1 $\pm$ 1,3
1	022 $\pm$ 16	5,9 $\pm$ 0,9	025 $\pm$ 12	5,0 $\pm$ 0,9	017 $\pm$ 13	4,8 $\pm$ 1,0	024 $\pm$ 13	3,3 $\pm$ 0,7
3	022 $\pm$ 10	5,1 $\pm$ 0,9	090 $\pm$ 10	4,2 $\pm$ 1,1	016 $\pm$ 9	3,8 $\pm$ 1,0	008 $\pm$ 15	3,3 $\pm$ 0,8
5	030 $\pm$ 19	4,4 $\pm$ 1,0	028 $\pm$ 16	3,8 $\pm$ 1,2	021 $\pm$ 11	3,3 $\pm$ 1,4	014 $\pm$ 18	2,8 $\pm$ 1,1
7	025 $\pm$ 17	2,9 $\pm$ 0,8	023 $\pm$ 17	3,0 $\pm$ 1,0	030 $\pm$ 22	3,1 $\pm$ 0,8	020 $\pm$ 18	2,8 $\pm$ 0,6

Часы	0,9		1,0		1,25		1,50
	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	
7	023+8	2,8+1,3	022+8	2,7+1,1	023+12	1,3+1,4	013+18
9	021+8	2,3+1,0	018+8	1,8+1,1	020+15	1,3+1,1	010+17
11	010+9	2,6+0,8	012+12	2,2+1,1	353+10	1,2+0,9	276+16
13	006+17	2,3+0,8	007+14	2,4+0,8	340+15	1,7+1,1	323+20
15	351+20	3,2+1,3	342+18	3,4+1,4	342+20	3,1+1,4	346+17
17	000+10	5,1+1,2	002+10	5,0+1,2	008+11	3,9+1,1	014+16
19	008+8	4,5+0,8	010+8	4,0+1,0	009+20	2,7+1,1	021+32
21	013+20	3,8+1,4	016+27	3,0+1,2	015+38	1,8+1,2	264+37
23	025+18	3,0+1,6	032+20	2,3+1,3	095+27	0,5+1,0	224+26
1	019+21	2,5+1,2	031+27	1,6+1,4	253+21	1,2+0,7	260+23
3	359+21	2,4+0,8	340+31	2,3+0,8	299+16	2,7+0,9	272+32
5	001+24	2,5+1,0	355+19	2,2+1,1	337+19	2,3+1,3	334+24
7	015+18	2,6+0,8	023+16	3,2+0,9	017+16	2,3+1,0	005+23

Часы	1,75		2,0		2,5		3,0
	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	$d \pm \Delta d$	$V \pm \Delta V$	
7	347+24	0,9+1,2	273+27	1,2+1,1	244+20	2,0+1,3	271+14
9	330+12	0,6+0,9	192+10	0,6+0,9	245+11	3,1+1,1	258+9
11	240+14	1,3+1,1	228+18	1,6+0,9	234+25	2,9+1,4	239+8
13	274+18	1,6+1,1	251+15	1,8+0,9	264+21	3,9+1,2	251+13
15	343+17	2,2+1,6	291+17	1,9+1,6	255+10	3,2+1,1	258+8
17	005+26	2,9+1,5	293+32	1,1+1,4	275+28	2,8+1,5	275+27
19	262+28	1,0+1,2	242+28	2,1+1,2	263+20	2,9+1,6	267+15
21	232+24	1,7+1,1	227+37	2,7+0,9	243+24	2,6+0,5	284+13
23	238+24	2,6+1,1	240+17	2,2+1,4	256+13	2,2+0,8	332+10
1	274+13	2,4+0,9	254+13	2,0+1,1	263+8	1,9+0,9	320+12
3	297+18	2,5+0,7	292+8	2,0+1,0	350+5	3,3+0,6	360+9
5	323+18	2,1+0,7	321+7	2,1+1,1	337+8	1,5+1,3	358+8
7	005+21	1,8+0,9	017+10	2,1+1,0	018+22	3,3+1,3	337+17
							3,3+1,3
							3,4+0,9
							3,9+1,1
							4,5+1,7
							4,4+1,0
							2,9+1,3
							4,1+0,7
							3,1+0,7
							2,0+0,8
							1,7+0,6
							4,5+1,0
							2,0+1,1
							2,6+1,1

работы с ним приведены в работе автора [2]. В виде примера на рис. 3 дан суточный ход пульсаций горизонтальной составляющей скорости ветра и величин скорости ветра, на каждом уровне осредненной за 5 мин. амплитуды ΔV м/сек. и периода τ сек. пульсаций. Для большей наглядности был выбран день с большими скоростями ветра (порядка 10—13 м/сек.). Суточный ход пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра примерно аналогичен приведенному на рис. 3; данные за тот же день приведены в табл. 8.

Таблица 8

Значения пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра

Высота (м)	Время (час.)								
	1			5			9		
	$\pm W$	α°	τ сек.	$\pm W$	α°	τ сек.	$\pm W$	α°	τ сек.
100	0,0	—	—	0,1	0,6	2,2	0,6	3,0	3,4
200	0,0	—	—	0,0	—	—	0,5	3,0	3,7
300	0,0	—	—	0,0	—	—	0,3	1,8	4,1

Высота (м)	Время (час.)								
	13			17			21		
	$\pm W$	α°	τ сек.	$\pm W$	α°	τ сек.	$\pm W$	α°	τ сек.
100	0,5	3,0	3,6	0,2	1,2	3,4	0,1	0,6	2,3
200	0,6	3,0	3,6	0,1	0,6	3,4	0,0	—	—
300	0,6	3,6	4,1	0,1	0,6	3,3	0,0	—	—

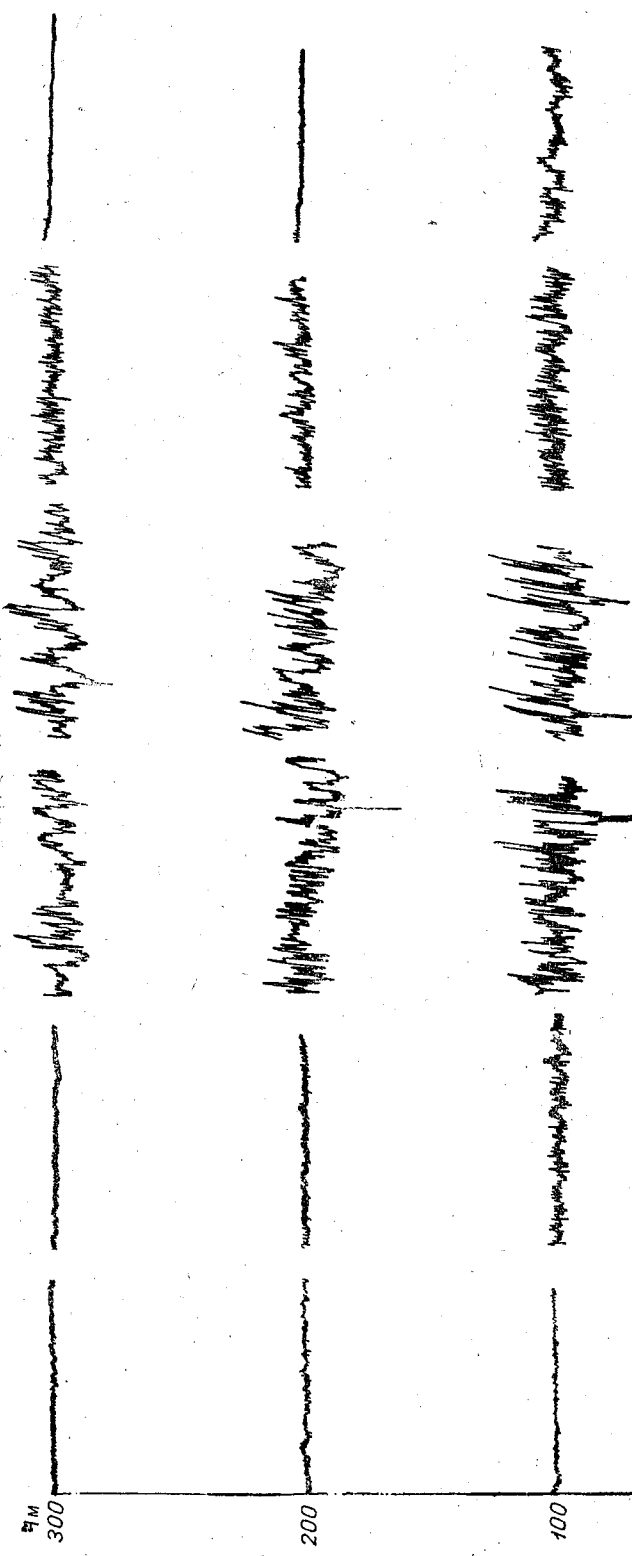
Значения средней скорости ветра приведены на рис. 3. В таблице приняты следующие обозначения: $\pm W$ — величина вертикальной составляющей, α° — угол наклона модуля ветра к горизонту и τ сек. — период короткопериодных пульсаций. Как видно, ночью (с 21 и до 5—7 час.) в слое мощной радиационной инверсии на уровнях 100, 200 и 300 м наблюдается ровный поток воздуха, близкий к ламинарному, с небольшими пульсациями в нижнем 100-метровом слое, вызванными трением воздуха о подстилающую поверхность.

Начиная с 9 час. в рассматриваемом слое развивается уже сравнительно интенсивная пульсация скорости ветра с четко выраженной периодичностью.

Максимум пульсаций как вертикальной, так и горизонтальной составляющих наблюдается в полуденные часы с величинами $\Delta V = \pm 1,6$ м/сек. и $W = \pm 0,6$ м/сек. Эта хорошо развитая периодичность пульсаций скорости ветра показывает, что она вызвана в основном конвективной турбулентностью, несмотря на большие скорости ветра.

В 17 час. величины пульсаций и их периоды уменьшаются, и они приобретают типичный вид пульсаций, возникающих под влиянием динамических факторов.

Пульсации температуры регистрировались аэростатным метеорографом. Хотя приемник прибора (биметаллическая пластинка) был относительно грубым и вследствие большой инерции не мог регистрировать короткопериодных пульсаций (с $\tau < 10$ —15 сек.), длиннопериодные пульсации улавливались прибором сравнительно хорошо.



Hm	1 час.			5 час.			9 час.			13 час.			17 час.			21 час.		
	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.	Vm/сек.	±ΔVm/сек.	τ сек.
100	10,5	0	—	10,5	0,3	31	10,5	1,3	24	9,5	1,6	26	11,7	0,8	50	13,0	0,6	46
200	13,0	0	—	13,5	0	—	9,5	1,3	42	10,5	1,3	37	11,7	0,5	32	12,5	0	—
300	13,0	0	—	13,5	0	—	9,5	1,0	38	9,5	1,4	35	12,8	0,4	31	10,5	0	—

Рис. 3. Суточный ход пульсаций горизонтальной составляющей скорости ветра.

В табл. 9, помимо периода τ сек. и полуамплитуды пульсаций, приведены значения длины волны $L_x = \tau \bar{V}$ ($\bar{V}$ — средняя скорость ветра на данной высоте) и l — путь смещения вихря, который можно найти из соотношения

$$\sigma = l \frac{dT}{dz},$$

где σ — пульсационное отклонение температуры, $\frac{dT}{dz}$ — градиент температуры.

Отсюда можно подсчитать значения κ из уравнения

$$l = \kappa z.$$

Здесь z — высота, $\kappa = 0,38$ — постоянная Кармана.

Следует заметить, что, согласно нашим данным, $\kappa = 0,4$ наблюдается в слое около 50 м от поверхности почвы, а в полуденные часы этот слой несколько больше (иногда равен 100 — 150 м). Пульсации температуры так же, как и пульсации скорости ветра, начинают развиваться с 9 час., достигают максимума в полуденные часы и быстро ослабевают после 15 час. В 17 час. эти пульсации наблюдаются сравнительно редко, а в 19 час. они не были обнаружены.

Таблица 9

Средние значения $\frac{A^\circ}{2}$, τ сек., L_x и l в пос. Махталы

Высота (м)	9 час.				11 час.			
	τ	$\frac{A^\circ}{2}$	L_x	l	τ	$\frac{A^\circ}{2}$	L_x	l
2	62	0,16	112	—	—	—	—	—
25	69	0,23	214	12	70	0,15	294	19
50	73	0,25	234	20	68	0,19	292	24
100	79	0,24	237	—	70	0,20	302	17
150	66	0,15	251	10	94	0,33	275	55
200	93	0,17	410	8	80	0,30	345	150
300	98	0,20	430	15	105	0,33	460	165
400	105	0,25	462	29	93	0,28	400	140
500	120	0,39	525	195	98	0,54	432	180

Высота (м)	13 час.				15 час.			
	τ	$\frac{A^\circ}{2}$	L_x	l	τ	$\frac{A^\circ}{2}$	L_x	l
2	—	—	—	—	—	—	—	—
25	84	0,13	226	11	85	0,13	305	11
50	78	0,26	234	22	56	0,12	297	8
100	80	0,52	240	65	65	0,23	237	29
150	84	0,49	244	55	104	0,18	365	18
200	82	0,42	330	52	56	0,24	207	20
300	96	0,13	335	22	64	0,15	350	19
400	104	0,38	322	48	—	—	—	—
500	112	0,46	348	77	—	—	—	—

Периоды пульсаций, как правило, растут с высотой. Амплитуды пульсаций также имеют тенденцию расти с высотой, но под слоями инверсий они резко уменьшаются; выше инверсионного слоя иногда снова наблюдается их небольшой рост. Например, в 9 час. инверсия температуры разрушается в нижних слоях, но еще сохраняется на высоте 150 — 200 м, и величины A° и отчасти τ на этих уровнях резко уменьшаются. Размеры волновых возмущений, создающих пульсации температуры, находятся в пределах 100—500 м и также, как правило, растут с высотой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя. Гидрометеоздат, 1960.
2. Воронцов П. А. Методика измерения пульсаций скорости ветра. Труды ГГО, вып. 51, 1955.

ВНУТРИЧАСОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СКОРОСТИ ВЕТРА

В статье рассматривается изменчивость скорости ветра в пограничном слое атмосферы для промежутков времени 10, 20, 30, 40, 50 мин. по материалам Махталинской экспедиции. Показано, что внутрочасовая изменчивость скорости ветра подчиняется закону первой степени М. И. Юдина.

Изучение пространственной и временной изменчивости ветра представляет большой интерес при исследовании турбулентной структуры атмосферных движений. Изучению изменчивости ветра посвящен ряд работ. Этот вопрос рассматривался Е. С. Селезневой [7], П. А. Воронцовым [1] и др.

Е. С. Селезнева рассмотрела изменчивость ветра во времени до высоты 7 км для интервалов времени 2, 4, 6, 8, 12, 24 часа главным образом по двум пунктам: Москва и Ленинград. Воронцов на основании материалов отдельных экспедиций построил структурную функцию, характеризующую изменчивость ветра во времени в малых интервалах времени (до минуты). До настоящего времени не рассматривались характеристики изменчивости ветра во времени внутрочасового интервала.

Целью настоящей работы является изучение изменчивости скорости ветра для промежутков времени 10, 20, 30, 40, 50 мин.

Изменчивость ветра характеризовалась так называемой структурной функцией, за которую принимался средний квадрат модуля векторной разности скорости ветра в два момента времени

$$b(\Delta t) = \left\{ \text{Mod} \left[\vec{c}(t + \Delta t) - \vec{c}(t) \right] \right\}^2,$$

А. Н. Колмогоров и А. М. Обухова показали [3], [4], [5], [6], что в случае однородной стационарной локально-изотропной турбулентности пространственная и временная изменчивости ветра и температуры характеризуются «законом $\frac{2}{3}$ ».

В результате обработки эмпирических данных о структуре ветрового поля М. В. Заварина [2] и Е. С. Селезнева [7] установили, что для больших расстояний (60 — 500 км) и для больших промежутков времени (от 1 до 24 час.) закон Колмогорова и Обухова выполняется плохо.

Позже М. И. Юдин [6] показал неприменимость структурного закона ветра Колмогорова и Обухова в случае анизотропной турбулентности (для больших масштабов движений) и получил для рассматриваемых условий новый структурный закон — закон первой степени. Этот закон подтверждается результатами обработки экспериментальных данных, приведенных в работах [2] и [7].

Для того чтобы получить структурную функцию вектора ветра внутри часового интервала, мы использовали шаропилотные материалы Махталинской экспедиции.

Шаропилотные наблюдения проводились базисным методом. Для этого были разбиты три базы с одинаковым азимутом 147° . Длина каждой базы равнялась 802 м. Сначала выпускался шар для первой базы, спустя 10 мин. — для второй и еще через 10 мин. — для третьей базы. С каждой базы велись наблюдения за соответствующим шаром в течение 20 мин. После этого точно таким же образом выпускались новые три шара. Всего в течение часа выпускалось шесть шаров-пилотов.

Данные по ветру обрабатывались следующим образом. Производилось разложение вектора ветра по осям x и y . Ось x направлялась к востоку по широте, а ось y — по меридиану на север. Составляющие по оси x обозначены через u , а по оси y — через v . Разложение вектора ветра производилось с помощью таблиц приращения координат.

После разложения скорости ветра на его составляющие найдены разности Δu и Δv для разных интервалов времени, т. е. за 10, 20, 30, 40, 50 мин. Затем находили Δu^2 и Δv^2 для вышеуказанных интервалов. Структурная функция определялась как $\Delta s^2 = \Delta u^2 + \Delta v^2$.

Временная структурная функция скорости ветра вычислена для разных высот, а именно для 0,1, 0,3, 0,5, 1,0, 1,5, 2,0 км.¹ Число случаев, из которых определялась структурная функция скорости ветра для разных интервалов времени, дано в табл. 1.

Таблица 1

Распределение числа случаев, использованных для подсчета структурной функций

Высота (км)	Интервал времени (мин.)				
	10	20	30	40	50
0,1	324	251	178	109	59
0,3	448	366	264	175	91
0,5	443	359	252	158	82
1,0	441	344	254	160	81
1,5	416	328	241	154	77
2,0	360	280	212	130	62

Как видно из табл. 1, число случаев, использованных для подсчета структурной функции, естественно уменьшается с увеличением времени Δt .

В табл. 2 приводятся результаты вычисления структурной функции скорости ветра. Из этой таблицы можно видеть, что изменчивость скорости ветра внутри часового интервала на всех высотах, за исключением 2,0 км, увеличивается с увеличением интервала времени. Это связано с тем, что с увеличением промежутка времени на изменчивость скорости ветра оказывают влияние турбулентные вихри все больших масштабов.

Распределение изменчивости скорости ветра с высотой обладает следующими особенностями. На высоте 100 м наблюдается большая изменчивость скорости ветра. На высоте 500 м имеется минимум изменчивости, а выше 500 м начинается рост изменчивости для всех интервалов времени. На этом основании можно предположить, что слой воздуха на высоте около 500 м является наименее возмущенным.

¹ В обработке материалов наблюдений принимала участие студентка САГУ А. Ибрагимова.

Для того чтобы выяснить, какому закону подчиняется внутрисуточная изменчивость скорости ветра, нами был определен аналитический вид структурной функции.

Поскольку во внутрисуточном интервале в пограничном слое горизонтальные движения имеют масштабы порядка по крайней мере 2 км или

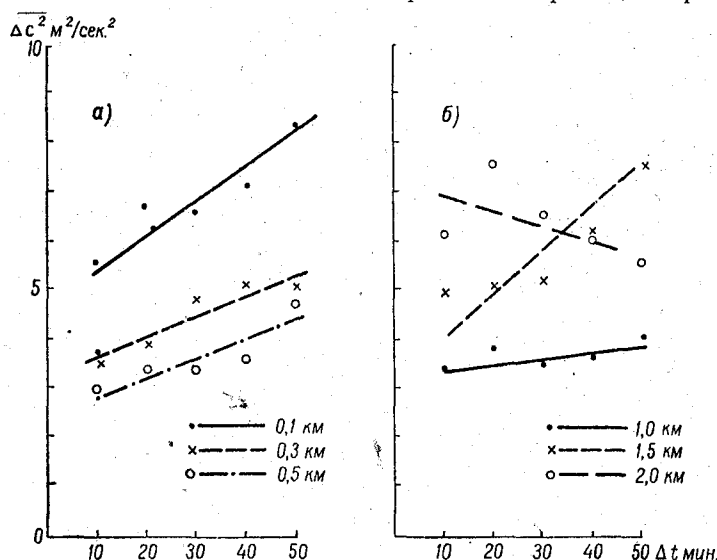


Рис. 1. Средний квадрат разности скорости ветра.

больше, то можно полагать, что в таком интервале временная структурная функция поля ветра должна подчиняться закону первой степени.

Положим, что временная структурная функция имеет вид

$$y = ax_i + b \quad (4)$$

где $y = \overline{\Delta c^2}$, $x = \Delta t$, a и b — параметры, которые определяются из эмпирических данных.

Таблица 2

Значение структурной функции скорости ветра

Высота (км)	Интервал времени (мин.)				
	10	20	30	40	50
0,1	5,30	6,72	6,56	7,09	8,33
0,3	3,46	3,99	4,80	5,11	5,08
0,5	2,97	3,35	3,40	3,58	3,98
1,0	3,35	3,76	3,49	3,66	4,14
1,5	4,99	5,13	5,25	6,55	7,55
2,0	6,08	7,55	6,49	6,02	5,55

В данном случае они определялись по способу наименьших квадратов для каждой высоты, и их значение дано в табл. 3.

Следует отметить, что параметр b не имеет смысла при $\Delta t \ll 10$ мин., так как структурная функция будет другой. Экстраполяция в область малых Δt недопустима.

Можно определить, насколько отличается теоретическая зависимость от фактической. Для этого нами подсчитаны по формуле (4) значения $\overline{\Delta c^2}$ для различных значений Δt , которые даны в табл. 4. Кроме того, для

наглядности теоретическая зависимость показана графически на рис. 1. На этом рисунке на оси абсцисс отложены промежутки времени Δt , а на оси ординат — значения Δc^2 .

Таблица 3

	Высота (км)					
	0,1	0,3	0,5	1,0	1,5	2,0
$a \begin{cases} \Delta t_{\text{мин.}} \\ \Delta t_{\text{сек.}} \end{cases}$	0,07 4,2	0,04 2,4	0,04 2,4	0,01 0,6	0,09 5,4	—0,03 —1,8
b	4,86	3,29	2,42	3,26	3,11	7,24

Из табл. 4 и рис. 1 видно, что изменчивость скорости ветра, вычисленная по формуле (4), довольно хорошо согласуется с фактической изменчивостью. Разброс точек на этих графиках не превышает дисперсии σ_0^2 , обусловленной ошибками наблюдений. По данным Е. С. Селезневой $\sigma_0 = 1,6$ м/сек., причем эта ошибка до высоты 2,0 км более или менее постоянная.

Таблица 4

Структурная функция скорости ветра, вычисленная по формуле (4)

Высота (км)	Интервал времени (мин.)				
	10	20	30	40	50
0,1	5,40	6,10	6,80	7,50	8,20
0,3	3,69	4,09	4,49	4,89	5,29
0,5	2,82	3,22	3,62	4,02	4,42
1,0	3,36	3,46	3,56	3,66	3,76
1,5	4,03	4,93	5,83	5,73	7,63
2,0	6,94	6,64	6,34	6,04	5,74

Зависимость изменчивости скорости ветра во внутрисуточном интервале имеет такой же вид, какой получен Е. С. Селезневой для интервалов времени внутри суток.

Таким образом, полученные результаты указывают, что внутрисуточная изменчивость скорости ветра в пограничном слое достаточно удовлетворительно описывается структурным законом первой степени М. И. Юдина [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов А. П. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1960.
2. Заварина М. И. Исследование изменчивости ветра в свободной атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 21, 1946.
3. Колмогоров А. П. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса. ДАН СССР, 30, № 4, 1941.
4. Колмогоров А. П. Рассеяние энергии при локально-изотропной турбулентности. ДАН СССР, № 1, 1941.
5. Обухов А. М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4—5, 1941.
6. Обухов А. М. Структура температурного поля в турбулентном потоке. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, 1949.
7. Селезнева Е. С. Об изменчивости метеорологических элементов и сроках годности аэрологических наблюдений. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 21, 1946.
8. Юдин М. И. Вопросы теории турбулентности и структура ветра с приложением к задаче о колебаниях самолета. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 35, 1946.

К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В НЕСТАЦИОНАРНЫХ УСЛОВИЯХ

Статья посвящена вопросу о строении пограничного слоя атмосферы при нестационарных условиях. На основе уже имеющейся квазистационарной модели пограничного слоя разработана приближенная теория и методика расчета температуры, влажности, скорости ветра и турбулентного обмена. В заключение приводятся примеры расчета и сравнение вычисленных данных с опытными.

В последние годы в работах отдела физики приземного слоя атмосферы ГГО поставлена и частично разрешена задача, сущность которой заключается в определении метеорологического режима пограничного слоя атмосферы в стационарных условиях в зависимости от формирующих его внешних факторов и параметров. Такими параметрами и факторами по отношению к пограничному слою можно считать шероховатость подстилающей поверхности, радиационный баланс последней (точнее, приток коротковолновой радиации), а также метеорологические характеристики (температуру, влажность, их градиенты, скорость геострофического ветра) на верхней границе пограничного слоя атмосферы. Детально на постановке этой задачи и некоторых ее решениях мы здесь останавливаться не будем. Эти вопросы изложены в работах [1, 2, 3, 4].

В настоящей статье делается первая попытка решить указанную задачу применительно к нестационарным условиям в атмосфере. Решение проводится на основе уже имеющейся стационарной (вернее, квазистационарной) модели пограничного слоя атмосферы, изложенной в работе Д. Л. Лайхтмана [3] и доведенной до расчетной схемы (при определенном видоизменении постановки задачи) в работе Г. Х. Цейтина и Л. Р. Орленко [4]. Эту модель, поскольку на ней будет основано все дальнейшее изложение, будем кратко именовать «квазистационарной моделью».

Напомним, что в работе о квазистационарной модели [4] излагается методика определения характеристик поля ветра (скорости и направления), температуры, коэффициента вертикальной турбулентной диффузии внутри пограничного слоя при различных состояниях устойчивости атмосферы. Входными параметрами в этой схеме является шероховатость подстилающей поверхности z_0 , градиент γ , температура T_H и скорость ветра V (геострофический ветер) на верхней границе H пограничного слоя атмосферы. Кроме того, должен быть задан параметр устойчивости атмосферы ϵ или связанный с ним параметр $\frac{\Delta T}{C_1^2}$, где ΔT — разность температуры на двух уровнях вблизи поверхности, C_1 — скорость ветра на близком к земле уровне z_1 .

Заметим, что квазистационарная схема [4] не вполне удовлетворяет условиям, перечисленным выше, так как один из основных входных параметров — параметр устойчивости ϵ (или $\frac{\Delta T}{C_1^2}$) — не является внешним по отношению к пограничному слою, а сам определяется радиационным балансом поверхности и другими внешними параметрами. Квазистационарная модель могла бы быть приближенно применена для описания изменений во времени (например, суточных изменений) метеоэлементов внутри пограничного слоя, если бы был известен суточный ход входных параметров. В этом случае время будет входить только параметрически через граничные условия и через параметр ϵ или $\frac{\Delta T}{C_1^2}$. Но если мы можем заранее считать заданными суточные изменения (если они имеют место) перечисленных выше данных на высоте пограничного слоя атмосферы, то о суточных изменениях параметра устойчивости ϵ или параметра $\frac{\Delta T}{C_1^2}$ этого сказать нельзя.

Таким образом, для того чтобы на основе квазистационарной схемы [4] получить приближенную модель пограничного слоя атмосферы для нестационарных условий, необходимо исключить из числа входных параметров параметр устойчивости ϵ , заменив его внешним параметром, изменение во времени которого может быть известно заранее. Это достигается путем привлечения уравнения теплового баланса действительной поверхности, одна из составляющих которого — радиационный баланс $R(t)$ — может быть заранее известна как функция времени t , поскольку ее величина может быть получена из наблюдений. Более подробно об этом будет сказано ниже.

1. Общее решение

Напишем уравнение теплового баланса подстилающей поверхности

$$P_0(t) + LE(t) + B(t) = R(t). \quad (1)$$

Здесь $P_0(t)$ — турбулентный поток тепла в воздух, $LE(t)$ — испарение с почвы, $B(t)$ — поток тепла в почву, $R(t)$ — радиационный баланс.

Турбулентный поток тепла P_0 и испарение LE можно, по-видимому, без большой погрешности получить на основе квазистационарной схемы [4]. Однако поток тепла в почву нельзя получать из условия стационарности, так как процессы в почве, как известно, устанавливаются во времени ананчительно медленнее, чем в приземном слое атмосферы. В этом нетрудно убедиться, анализируя соответствующие уравнения притока тепла. Можно получить следующий ориентировочный критерий: частной производной метеоэлемента по времени можно пренебречь (в этом случае процесс передачи тепла можно считать квазистационарным), когда выполняется условие

$$\frac{H_0^2}{k_0 t_0} \gg 1, \quad (2)$$

где H_0 — масштаб высоты (глубины в почве), k_0 — масштаб коэффициента температуропроводности (турбулентной в воздухе), t_0 — масштаб времени.

Для воздуха имеем $H_0 \sim 10^2$ м; $k_0 \sim 10$ м²/сек., $t_0 \sim 10^4 - 10^5$ сек.

(для суточных изменений). Следовательно, $\frac{H_0^2}{k_0 t_0} \sim 10^{-1} - 10^{-2} \gg 1$.

Для почвы $H_0 \sim 1$ м, $k_0 \sim 10^{-7}$ м²/сек., $t_0 \sim 10^4 - 10^5$ сек. Следовательно, $\frac{H_0^2}{k_0 t_0} \sim 10^2 - 10^3 \gg 1$.

Основываясь на этих оценках и используя квазистационарную схему, найдем формулы для составляющих теплового баланса P_0 , LE и B . Имеем

$$P_0 = -c_p \rho k(z) \left[\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right] \Big|_{z=z_0} \quad (3)$$

Используя формулы (3), (4), (82) и (82') из работы [4], получим

$$P_0 = c_p \rho k_H R_*, \quad (4)$$

где $c_p \rho$ — объемная теплоемкость воздуха, k_H — значение коэффициента турбулентности выше высоты излома,

$$R_* = \begin{cases} -\frac{[f_1(\varepsilon, z_0) \bar{C}_1^2 + \gamma_a(\bar{z}_2 - \bar{z}_1)]}{h^{1-\varepsilon}} \frac{\varepsilon}{\bar{z}_2^\varepsilon - \bar{z}_1^\varepsilon} & \text{при } \varepsilon \neq 0 \\ -\frac{\gamma_a(\bar{z}_2 - \bar{z}_1)}{h \ln \frac{\bar{z}_2}{\bar{z}_1}} & \text{при } \varepsilon = 0 \end{cases} \quad (5)$$

Здесь в свою очередь γ_a — адиабатический градиент температуры, h — высота излома коэффициента турбулентности $k(z)$, $f_1(\varepsilon, z_0) = \frac{\Delta T}{C_1^2}$ — некоторая известная эмпирическая функция, где ΔT — разность температур воздуха между уровнями $\bar{z}_2$ и $\bar{z}_1$, C_1 — скорость ветра на уровне $\bar{z}_1$ (уровни $\bar{z}_2$, $\bar{z}_1$ и z_1 предполагаются расположенными вблизи земли, ниже высоты излома h).

Получим теперь формулу для испарения LE . Поскольку в квазистационарной схеме [4] профиль влажности воздуха не привлекается к рассмотрению, необходимо остановиться на выводе формулы для LE более подробно.

Обозначив удельную влажность воздуха через $q(z)$, можно в предположении квазистационарности процесса написать уравнение переноса влаги в пограничном слое атмосферы в виде

$$L\rho \frac{d}{dz} k(z) \frac{dq(z)}{dz} + \frac{dQ_k(z)}{dz} = 0, \quad (6)$$

где L — удельная теплота парообразования, ρ — плотность воздуха, $Q_k(z)$ — поток тепла, вызванный конденсацией влаги или другими причинами.

Если предположить, что $Q_k(z)$ можно аппроксимировать линейной функцией высоты, то уравнение (6) примет вид

$$L\rho \frac{d}{dz} k(z) \frac{dq(z)}{dz} + b_k = 0, \quad (7)$$

где b_k — постоянная.

Профиль коэффициента турбулентности $k(z)$ принимаем аналогичным приведенному в работе [4], а именно

$$k(z) = \begin{cases} k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon} & \text{при } z_0 < z < h \\ k_H = k_1 \left(\frac{h}{z_1} \right)^{1-\varepsilon} & \text{при } z > h \end{cases} \quad (8)$$

Примем следующие граничные условия.

1. Предполагается заданной удельная влажность на уровне подстилающей поверхности

$$q(z) \Big|_{z=z_0} = f_0 q_m(T_0), \quad (9)$$

где f_0 — относительная влажность у земли, $q_m(T_0)$ — насыщающая удельная влажность при температуре подстилающей поверхности T_0 . Последняя может быть получена из квазистационарной модели [4] (после некоторых упрощений) в виде

$$T_0 = T(z)|_{z=z_0} \approx T_H + H \left[\frac{(\gamma_a + \gamma)}{2} + \left(\nu - \frac{1}{2} \right) R_* \right], \quad (10)$$

где

$$\nu = \begin{cases} 1 + \frac{h}{H} \left[\frac{(h^\varepsilon - z_0^\varepsilon)}{\varepsilon h^\varepsilon} - 1 \right] & \text{при } \varepsilon \neq 0 \\ 1 + \frac{h}{H} \ln \frac{h}{Lz_{00}} & \text{при } \varepsilon = 0 \end{cases} \quad (11)$$

и где z_{00} — шероховатость подстилающей поверхности при равновесной стратификации ($\varepsilon = 0$).

2. Влажность $q(z)$ и потоки влажности изменяются непрерывно на высоте излома h :

$$\left. \begin{aligned} q(z)|_{h-0} &= q(z)|_{h+0} \\ k(z) \frac{dq}{dz} \Big|_{h-0} &= k(z) \frac{dq}{dz} \Big|_{h+0} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

3. На высоте пограничного слоя H задана удельная влажность q_H и ее градиент δ_H (эти величины являются внешними параметрами):

$$q(z)|_{z=H} = q_H, \quad (13)$$

$$-\frac{dq}{dz} \Big|_{z=H} = \delta_H. \quad (14)$$

Решая уравнение (6) при граничных условиях (9) — (10) и (12) — (14), можно после некоторых упрощений получить:

а) при $z_0 < z < h$ (ниже высоты излома)

$$q(z) \approx f_0 q_m(T_0) - \frac{h^{1-\varepsilon}}{H \left(\nu - \frac{1}{2} \right)} \left\{ [f_0 q_m(T_0) - q_H] \left[\frac{(z^\varepsilon - z_0^\varepsilon)}{\varepsilon} - \frac{(z^{1+\varepsilon} - z_0^{1+\varepsilon})}{(1+\varepsilon)H} \right] - \delta_H H \left[\frac{(z^\varepsilon - z_0^\varepsilon)}{2\varepsilon} - \frac{(z^{1+\varepsilon} - z_0^{1+\varepsilon})}{(1+\varepsilon)H} \nu \right] \right\}; \quad (15)$$

б) при $h < z < H$ (выше высоты излома)

$$q(z) \approx q_H + \frac{\left(1 - \frac{z}{H}\right)}{2 \left(\nu - \frac{1}{2} \right)} \left\{ [f_0 q_m(T_0) - q_H] \left(1 - \frac{z}{H}\right) - \delta_H H \left[1 - \left(1 + \frac{z}{H}\right) \nu \right] \right\}. \quad (16)$$

Для величины испарения с почвы $LE = -L\rho k(z) \frac{dq}{dz} \Big|_{z=z_0}$ можно, исходя из (15), получить формулу

$$LE \approx \frac{L\rho k_H}{H \left(\nu - \frac{1}{2} \right)} \left[f_0 q_m(T_0) - q_H - \frac{\delta_H}{2} H \right]. \quad (17)$$

Для упрощения задачи предположим, что величина градиента влажности δ_H не задается на основании опыта, а определяется по известным

эмпирическим формулам для распределения средней влажности с высотой. Это уменьшит число входных параметров.

Используя формулу (5)

$$q(z) = q_0 \cdot 10^{-\frac{z \cdot 10^{-3}}{11,8} - \frac{z^2 \cdot 10^{-6}}{62}}, \quad (18)$$

где q_0 — удельная влажность у земли, а z — высота в метрах, получим

$$\delta_H = 0,195 \cdot 10^{-3} q_H (1 + 0,379 \cdot 10^{-3} H). \quad (19)$$

Здесь H измеряется в метрах.

Подставляя (19) в (17), получим окончательно

$$LE \approx f_0 q_m (T_0) W_1 - q_H W_2, \quad (20) \quad \checkmark$$

где

$$W_1 = \frac{L \rho k_H}{\left(\gamma - \frac{1}{2}\right) H}, \quad (21)$$

$$W_2 = W_1 [1 + 0,098 \cdot 10^{-3} H (1 + 0,379 \cdot 10^{-3} H)] \quad (22)$$

и где температура подстилающей поверхности T_0 определяется по формуле (10).

Остановимся теперь на определении потока тепла в почву $B(t)$. Если предположить, что известна температура поверхности почвы $T_0(t)$ как функция времени и распределение температуры в почве по глубине $\tau_0(z)$ в начальный момент $t = 0$, то поток тепла в почву можно представить формулой

$$B(t) = B_1(t) + B_2(t), \quad (23) \quad \checkmark$$

где

$$B_1(t) = -\frac{c_1 \rho_1}{2at \sqrt{\pi t}} \int_0^\infty [\tau_0(\bar{z}) - \tau_0(0)] \bar{z} e^{-\frac{\bar{z}^2}{4a^2 t}} d\bar{z}, \quad (24)$$

$$B_2(t) = \frac{c_1 \rho a}{\sqrt{\pi}} \frac{d}{dt} \int_0^t [T_0(t) - T_0(0)] \frac{d\bar{t}}{\sqrt{t - \bar{t}}}. \quad (25)$$

Здесь $T_0(0) = \tau_0(0)$ — температура поверхности почвы в начальный момент, a^2 — коэффициент температуропроводности, $c_1 \rho_1$ — объемная теплоемкость почвы.

Таким образом, формулы (3), (20) и (23) представляют все члены левой части теплового баланса (1), уравнение которого можно написать теперь в виде

$$R(t) - \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \frac{d}{dt} \int_0^t [T_0(\bar{t}) - T_0(0)] \frac{d\bar{t}}{\sqrt{t - \bar{t}}} - B_1(t) = P_0(t) + LE(t). \quad (26)$$

Остановимся на методике расчета метеоэлементов в пограничном слое атмосферы при нестационарных условиях (например, на расчете суточного хода), основывающейся на использовании последнего уравнения.

II. Методика расчета

Квазистационарная схема [4] для температуры и скорости ветра, а также полученная нами квазистационарная модель для влажности атмосферы [формулы (15), (16) и (20)] позволяют по заданной шероховатости подстилающей поверхности z_{00} , по данным на верхней границе пограничного слоя γ, T_H, q_H, V (все перечисленные параметры являются

внешними) и по параметру устойчивости атмосферы ε (не являющемуся внешним параметром) рассчитать вертикальные профили температуры, скорости ветра, влажности и турбулентного обмена, внутри пограничного слоя атмосферы. Эти же модели дают возможность рассчитать составляющие теплового баланса P_0 , LE и B (последнюю величину — при наличии перечисленных выше данных для почвы). Поэтому если известен радиационный баланс поверхности $R(t)$, то уравнение теплового баланса (1) позволяет в принципе выразить параметр устойчивости ε через внешний параметр $R(t)$, и на этой основе, как указывалось, может быть построена нестационарная модель пограничного слоя атмосферы в зависимости от одних внешних параметров.

Перейдем теперь непосредственно к построению расчетной схемы. Известно, что метеоэлементы на большой высоте (какой является верхняя граница пограничного слоя атмосферы) имеют, вообще говоря, очень слабый суточный ход. Поэтому изменения во времени составляющих теплового баланса, а следовательно, метеоэлементов внутри пограничного слоя и в верхнем деятельном слое почвы обуславливаются в основном суточным ходом радиационного баланса $R(t)$.

В уравнении (26) только члены $R(t)$ и $B_1(t)$ явно зависят от времени t , остальные члены зависят косвенно, через параметр устойчивости ε . Поскольку зависимость этого параметра от времени неизвестна, то замена его через $R(t)$ сопряжена с чрезвычайно большими трудностями, связанными с решением нелинейного интегрального уравнения (26) относительно ε . Очевидно, эта трудность вызвана тем, что поток тепла в почву [точнее, его часть $B_1(t)$] представлен интегралом от температуры почвы, которая неявно зависит от времени (через параметр ε).

В целях упрощения задачи заменим точное выражение для части потока тепла в почву $B_1(t)$ [формула (25)] приближенным, придерживаясь в то же время точки зрения о нестационарности процессов передачи тепла в почву.

Известно, что в первом приближении суточный ход температуры поверхности почвы можно представить синусоидой (косинусоидой) с периодом τ (одни сутки) и максимумом в полдень. Принимая за начальный момент ($t = 0$) полночь, можно изменение температуры поверхности почвы представить отрезком косинусоиды

$$T_0(\bar{t}) - T_0(0) \approx \frac{[T_0(t) - T_0(0)]}{\left(1 - \cos \frac{2\pi}{\tau} t\right)} \left(1 - \cos \frac{2\pi}{\tau} \bar{t}\right), \quad (27)$$

где t — выбранный момент суток, а $\bar{t}$ — текущее время ($0 < \bar{t} < t$).

Преобразуем теперь (25)

$$\begin{aligned} B_2(t) &= \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \frac{d}{dt} \int_0^t [T_0(\bar{t}) - T_0(0)] \frac{d\bar{t}}{\sqrt{t - \bar{t}}} = \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \frac{d}{dt} \int_0^t [T_0(t - \bar{t}) - \\ &- T_0(0)] \frac{d\bar{t}}{\sqrt{\bar{t}}} = \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \left\{ \frac{[T_0(0) - T_0(0)]}{\sqrt{t}} + \int_0^t \frac{d[T_0(t - \bar{t}) - T_0(0)]}{d\bar{t}} \frac{d\bar{t}}{\sqrt{\bar{t}}} \right\} = \\ &= \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{d[T_0(t - \bar{t}) - T_0(0)]}{d(t - \bar{t})} \frac{d\bar{t}}{\sqrt{\bar{t}}}, \end{aligned}$$

или

$$B_2(t) \approx \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{d[T_0(\bar{t}) - T_0(0)]}{d\bar{t}} \frac{d\bar{t}}{\sqrt{t - \bar{t}}}. \quad (28)$$

Подставляя (27) в (28), получим

$$B_2(t) \approx \frac{2\sqrt{\pi}}{\tau} c_1 \rho_1 a \frac{[T_0(t) - T_0(0)]}{\left[1 - \cos \frac{2\pi}{\tau} t\right]} \int_0^t \sin \frac{2\pi \bar{t}}{\tau} \frac{d\bar{t}}{\sqrt{t - \bar{t}}} =$$

$$= \frac{2\sqrt{\pi}}{\tau} c_1 \rho_1 a \frac{[T_0(t) - T_0(0)]}{\left[1 - \cos \frac{2\pi}{\tau} t\right]} \int_0^t \sin \frac{2\pi (t - \bar{t})}{\tau} \frac{d\bar{t}}{\sqrt{\bar{t}}},$$

или окончательно

$$B_2(t) \approx c_1 \rho_1 a [T_0(t) - T_0(0)] G(t), \quad (29)$$

где

$$G(t) = \frac{2\sqrt{\frac{\pi}{\tau}}}{\left(1 - \cos \frac{2\pi}{\tau} t\right)} \left[\sin \frac{2\pi}{\tau} t C\left(\frac{2\pi}{\tau} t\right) - \cos \frac{2\pi}{\tau} t S\left(\frac{2\pi}{\tau} t\right) \right] \quad (30)$$

(C и S — интегралы Френеля).

В большинстве случаев допустимо также пренебрежение частью потока тепла в почву $B_1(t)$, обусловленной перераспределением вертикального профиля начальной температуры в почве. Действительно, формулу (24) можно представить в виде

$$B_1(t) = -\frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi t}} \int_0^\infty [\tau_0(z) - \tau_0(0)] d\left[1 - e^{-\frac{z^2}{4at}}\right], \quad (31)$$

откуда нетрудно получить

$$|B_1(t)| < \frac{c_1 \rho_1 a}{\sqrt{\pi t}} |\tau_0(z) - \tau_0(0)|_{\max}.$$

Учитывая, что $c_1 \rho_1 a \sim 0,01$ кал/см²·град/√сек., $\pi t \sim 10 - 50$ час., $|\tau_0(z) - \tau_0(0)|_{\max} \sim 5 - 10$ град., получим $|B_1(t)| < 0,01 - 0,03$ кал/см²мин. Так как обычно $|B(t)| \sim 0,05 - 0,15$ кал/см²мин., то без большой погрешности можно положить $B(t) \approx B_2(t)$.

Следовательно,

$$B(t) \approx c_1 \rho_1 a [T_0(t) - T_0(0)] G(t). \quad (32)$$

Заметим, однако, что пренебрежение величиной $B_1(t)$ не вызвано принципиальными соображениями. В случае необходимости она может быть вычислена по формуле (31) приближенными квадратурами.

Отметим далее, что функция $G(t)$ зависит не от теплофизических свойств почвы и ее температурного поля, а только от промежутка времени, протекшего от начального момента. Эта функция может быть заранее вычислена. График ее приведен на рис. 5.

В табл. 1 и 2 представлены потоки тепла в почву $B(t)$, вычисленные по формуле (32) и по более точным формулам: табл. 1 — по материалам Пахта-Аральской экспедиции [6] (средние данные за восемь серий), табл. 2 — по материалам агрометстанции Колтуши [7] (средние данные за май—август).

Таблица 1

Величина $B(t)$, Пахта-Арал									
Время	4	6	8	10	12	14	16	18	20
$B_{\text{выч}}$	-0,04	0,02	0,10	0,14	0,12	0,07	0	-0,04	-0,05
$B_{\text{набл}}$	-0,03	0,05	0,15	0,17	0,13	0,07	-0,03	-0,10	-0,10

Примечание. Потоки тепла выражены в кал/см²мин.

Таблица 2

Величина $B(t)$, Колтуши

Время	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
$B_{\text{выч}}$	0	0,01	0,03	0,06	0,07	0,06	0,03	0	-0,04	-0,04	-0,06
$B_{\text{набл}}$	-0,03	-0,01	0,03	0,07	0,09	0,07	0,04	0,02	-0,02	-0,05	-0,06

Как видно из этих таблиц, точность формулы (32) удовлетворительная.

Теперь уравнение (26) можно переписать в виде

$$f^*(\varepsilon(t)) = R(t) - B(t) - P_0(\varepsilon) - LE(\varepsilon) = 0, \quad (33)$$

где $B(t)$ находится из формулы (32).

Определение параметра $\varepsilon(t)$ из уравнения (33) уже не представляет особого труда, так как это обычное трансцендентное, а не интегральное уравнение.

Расчеты, однако, останутся весьма трудоемкими, если не подготовить графики и таблицу, облегчающие вычисление P_0 , LE и B по минимальному количеству входных параметров. Опыт расчета показал, что удобно из всех входных данных (ε , γ , T_H , V , q_H , z_{00}) выделить четыре: ε , γ , V и z_{00} , которые позволяют затабулировать данные и построить графики для наиболее трудоемкой части расчетов. Кроме того, опыт вычислений показал, что составляющие теплового баланса P_0 и LE , а также некоторые другие величины (C_1 , $T_0 - T_H$) сравнительно слабо зависят от градиента γ , так что в большинстве случаев можно ограничиться его средним значением. В этом случае по оставшимся трем параметрам ε , z_{00} и V можно заранее рассчитать (на основе квазистационарной модели) P_0 , $T_0 - T_H$, высоту пограничного слоя H , а также величины W_1 и W_2 , необходимые для расчета испарения LE . При наличии таких таблиц или номограмм сравнительно легко подобрать параметр ε .

В настоящей работе приводится расчетная схема применительно к подстилающим поверхностям порядка нескольких сантиметров, точнее, для $z_{00} = 0,018$ м (средняя летняя величина для Колтушей) и для $\gamma = 0,0048$ град/м (средняя многолетняя величина для северо-западной территории СССР). Необходимые вспомогательные графики приведены на рис. 1—6. На рис. 1—3 представлены графики величин H в метрах, P_0 в кал/см²мин. и $T_0 - T_H$ в градусах для различных значений ε (от $\varepsilon = -0,3$ до $\varepsilon = 0,2$) и для различных значений V (в интервале 5—10 м/сек.). Значения скорости V указаны на изолиниях. На рис. 4 нанесены вспомогательные величины, необходимые для расчета LE , а именно W_1 (сплошные кривые) и W_2 (пунктирные), в зависимости от тех же параметров ε и V (величины W даны в кал/см²мин., а также значения $q_m(T_0)$ в г/кг. На рис. 5 нанесены значения $G(t)$, необходимые для расчета потока тепла в почву $B(t)$. (На этом графике различные участки G нанесены в разных, но равномерных масштабах, разделенных сплошными горизонтальными прямыми). На рис. 6 приведены графики величин h , C_1 и a_1 .

В настоящей работе и в работе о квазистационарной схеме [4] содержатся все необходимые данные для построения расчетной схемы применительно к поверхностям с другими параметрами шероховатости z_{00} . Отметим только, что функция $f_1(\varepsilon, z_{00}) = \frac{\Delta T}{C_1^2}$, необходимая для расчета P_0

[формула (5)], определена в квазистационарной схеме [4] только для шероховатости подстилающей поверхности на ст. Колтуши ($z_{00} = 0,018$ м). Для этой шероховатости Т. А. Огнева [7] на основе экспериментальных

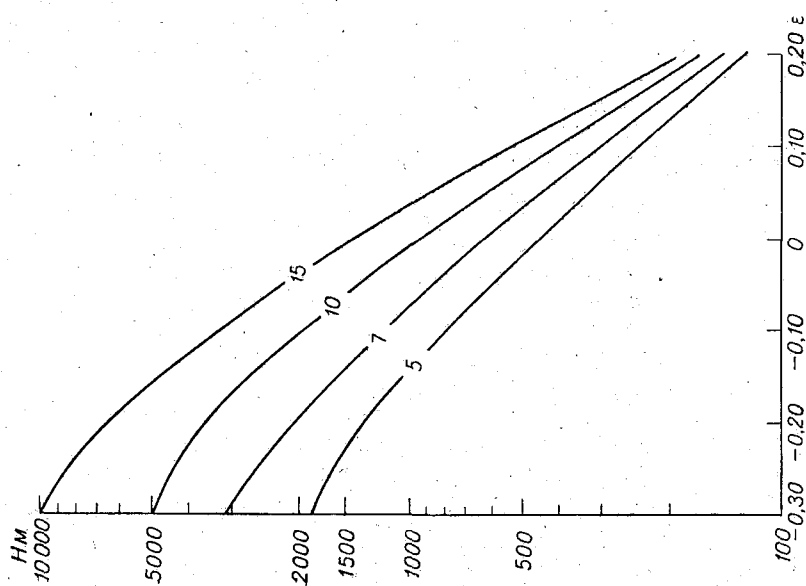


Рис. 1. График для определения высоты пограничного слоя H в метрах в зависимости от параметра устойчивости ϵ и скорости геострофического ветра, обозначенной на изолиниях.

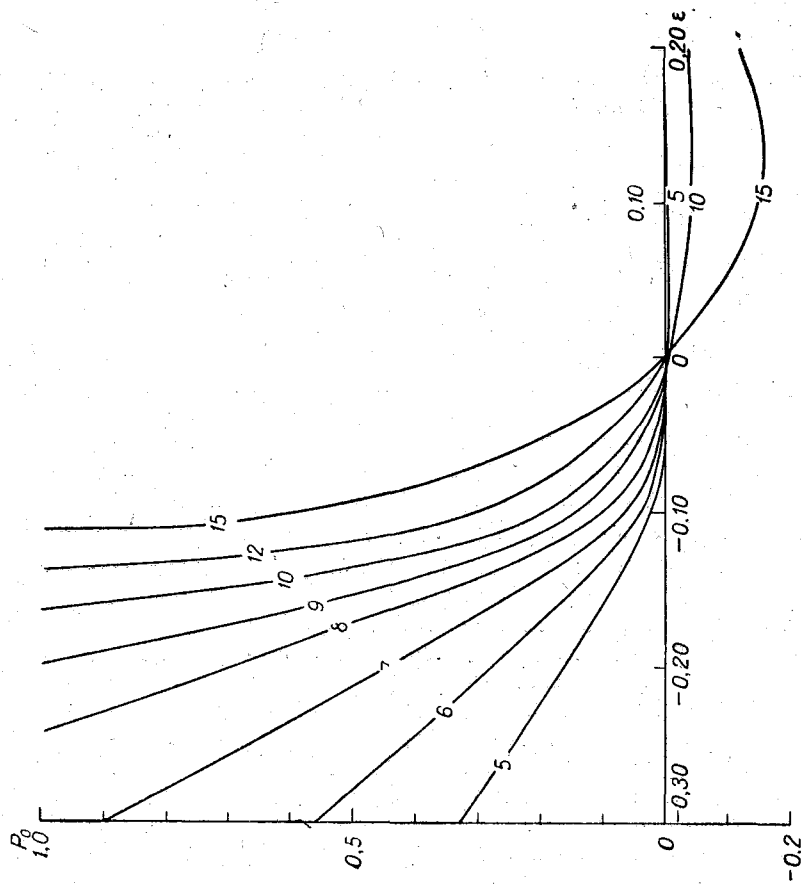


Рис. 2. График для определения величины турбулентного потока тепла P_0 в $\text{kcal/cm}^2\text{·min}$. в зависимости от параметра устойчивости ϵ и скорости геострофического ветра, обозначенной на изолиниях.

данных получила зависимость f_1 от ϵ . У Огневой принято: ΔT — разность температур воздуха между высотами $\bar{z}_2 = 1,5$ м и $\bar{z}_1 = 0,2$ м, C_1 — скорость ветра на высоте $z_1 = 1$ м. Эту функцию мы обозначим $\tilde{f}_1(\epsilon)$. Чтобы получить значения функции $f_1(\epsilon, z_{00})$ для другой шероховатости z_{00} и других уровней z_1 , $\bar{z}_1$ и $\bar{z}_2$, мы воспользовались указанием Д. Л. Лайхт-

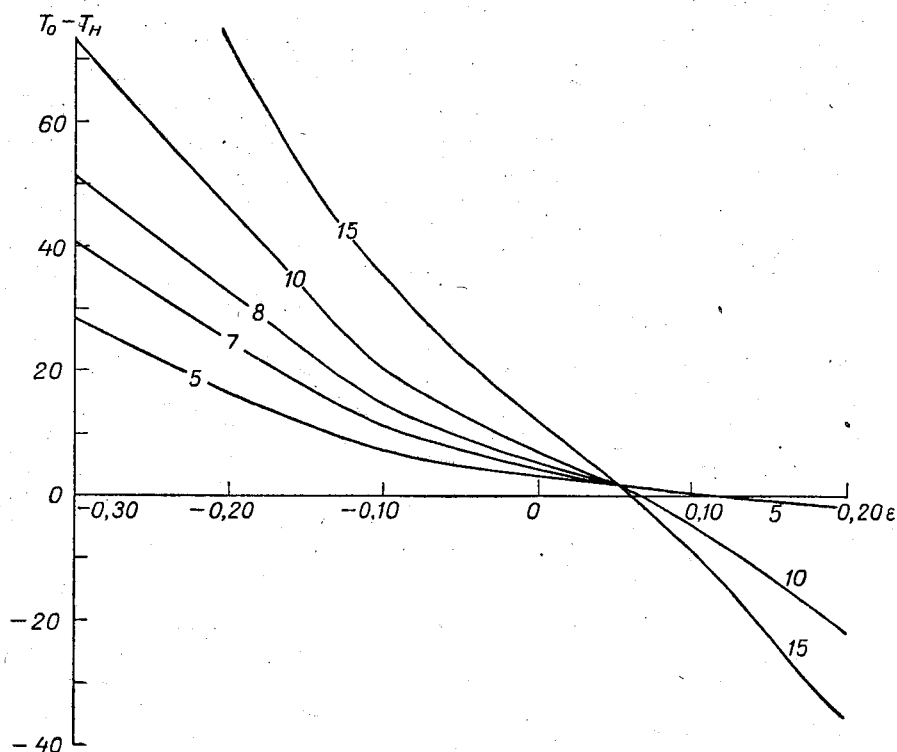


Рис. 3. График для определения разности температур $T_0 - T_H$ между подстилающей поверхностью и высотой пограничного слоя в зависимости от параметра устойчивости ϵ и скорости геострофического ветра, обозначенной на изолиниях.

мана на то, что отношение двух функций f_1 зависит только от одного параметра ϵ . Исходя из этого, было получено следующее выражение:

$$f_1(\epsilon, z_{00}) = L(\epsilon) M(\epsilon, z_{00}), \quad (34)$$

где

$$M(\epsilon, z_{00}) = \frac{\epsilon (\bar{z}_2^\epsilon - \bar{z}_1^\epsilon)}{(1 - \epsilon) z_0^{1-\epsilon} (z_1^\epsilon - z_0^\epsilon)}, \quad (35)$$

$L(\epsilon)$ — функция только одного ϵ

$$L(\epsilon) = \tilde{f}_1(\epsilon) \frac{(1 - \epsilon) \left(0,018 \frac{z_0}{z_{00}}\right)^{1-\epsilon} \left[1 - \left(0,018 \frac{z_0}{z_{00}}\right)^\epsilon\right]^2}{\epsilon (1,5^\epsilon - 0,2^\epsilon)}. \quad (36)$$

Значения функции $L(\epsilon)$ приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения функции $L(\epsilon)$

ϵ	-0,30	-0,20	-0,10	-0,05	0	0,05	0,10	0,20	0,30
$L(\epsilon)$	-0,080	-0,049	-0,0104	-0,00255	0	0,00306	0,0066	0,0108	0,0100

Остановимся теперь на порядке расчета. Пусть требуется сосчитать вертикальные профили метеоэлементов и составляющие теплового баланса в момент времени t час. (считая от полночи), для которого величина радиационного баланса известна и равна $R(t)$. Кроме того, полагаем известными величины z_{00} , V , γ , T_H , q_H , а также температуру поверхности почвы в полночь $T_0(0)$, теплофизические характеристики почвы $c_1\rho_1$ и a^2 и относительную влажность у земли f_0 .

Расчеты удобно проводить в следующей последовательности:

1. Задаем некоторое ориентировочное значение ε .
2. По этому значению ε и по заданной скорости V находим соответственно по графикам на рис. 2, 3, 4 величины P_0 , $T_0 - T_H$, W_1 и W_2 . Здесь

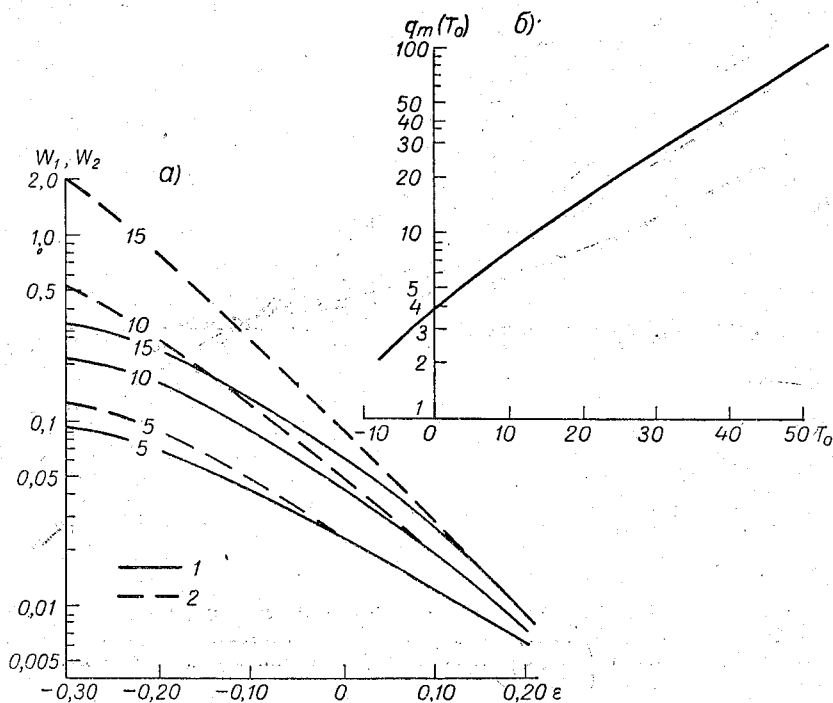


Рис. 4. Графики, облегчающие расчет испарения LE . a — график для определения величины W_1 (1) и W_2 (2) в кал/см²·мин. в зависимости от параметра устойчивости ε и скорости геострофического ветра V ; $б$ — график максимальной удельной влажности $q_m(T_0)$ (в г/кг) в зависимости от температуры поверхности почвы T_0 .

же по значению $T_0 - T_H$ находим T_0 , так как T_H заданная величина. Высоту H находим по ε и V с помощью графика на рис. 1.

3. По значениям T_0 , W_1 и W_2 находим величину $q_m(T_0)$ (рис. 4) и, зная f_0 и q_H , вычисляем испарение LE по формуле (20).

4. С графика на рис. 5 снимаем значение $G(t)$ и с помощью известных величин $T_0(0)$, $c_1\rho_1$ и a^2 вычисляем поток тепла в почву $B(t)$ по формуле (31).

5. Наконец, по формуле (33), зная величину $R(t)$, вычисляем $f^*(\varepsilon)$.

Если полученное значение $f^*(\varepsilon)$ отлично от нуля, нужно повторить все расчеты в указанном порядке, взяв за исходное другое близкое значение ε . В случае необходимости такие расчеты повторяются несколько раз, пока известными способами не будет найдено значение ε , при ко-

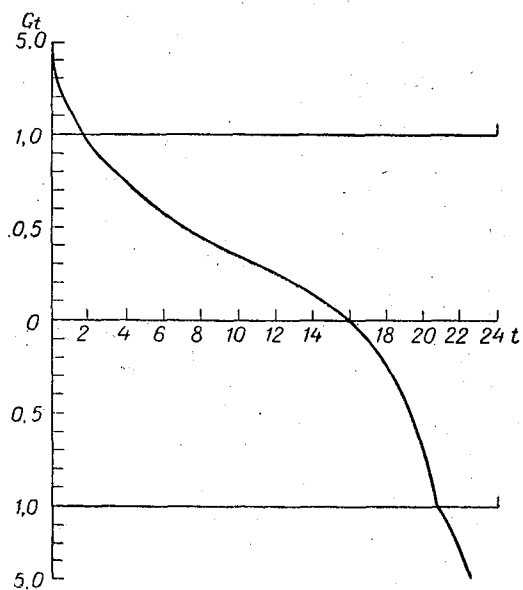


Рис. 5. График функции $G(t)$ в $1/\sqrt{\text{час}}$ в зависимости от времени t в часах, протекающего от полуночи.

Функция $G(t)$ нанесена в двух равномерных масштабах. Эти участки разделены сплошными горизонтальными прямыми.

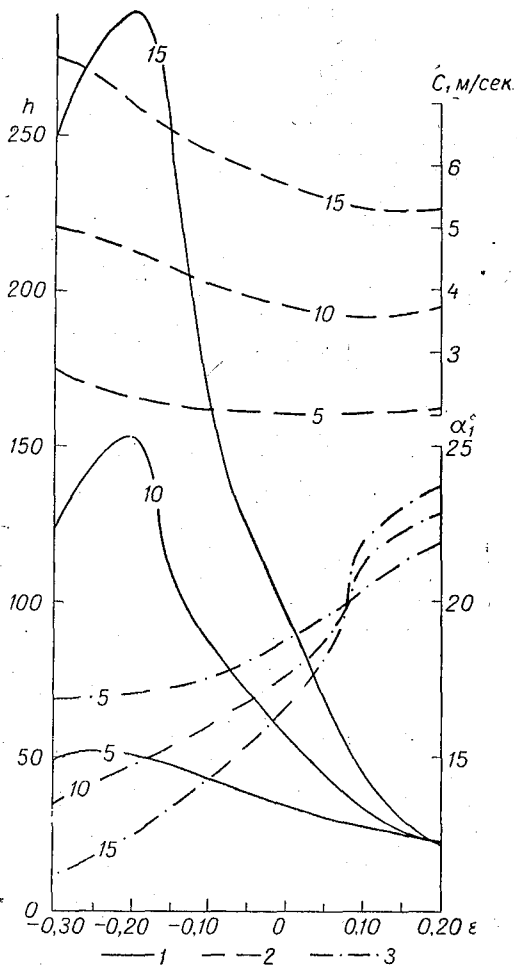


Рис. 6. Графики для определения высоты излома h в метрах (1), скорости ветра C_1 на высоте 1 м в м/сек. (2) и угла отклонения скорости ветра α_1 в градусах на высоте 1 м от направления геострофического ветра (3) в зависимости от параметра устойчивости ϵ и от скорости геострофического ветра.

тором f^* (ϵ) превратится в нуль с точностью, например, несколько процентов величины радиационного баланса $R(t)$.

Очевидно, в процессе последнего приближения будут найдены составляющие теплового баланса LE , P_0 , $B(t)$ и температура поверхности почвы T_0 . Зная ϵ , можно по соответствующим графикам настоящей работы и работы [4] найти величины H , h , C_1 , k_1 и по формулам, приведенным в указанных работах, рассчитать вертикальные профили температуры, скорости ветра, влажности и турбулентного обмена.

III. Пример расчета

В качестве примера нами был рассчитан суточный ход составляющих теплового баланса LE , B и P_0 и некоторых других характеристик пограничного слоя для агрометстанции Колтуши для летнего сезона (в среднем за май — август) и для осеннего (сентябрь — октябрь).

Исходные данные: суточный ход радиационного баланса $R(t)$, температура поверхности в полночь $T_0(0)$, теплофизические характеристики почвы $C_{1\rho_1}$ и a^2 взяты из монографии Т. А. Огневой [7]. Суточный ход $R(t)$ для летнего и осеннего периода представлен в табл. 4.

Данные на высоте пограничного слоя: V , T_H и q_H (среднесуточные для района Воейково) приведены в табл. 5 (поскольку высота пограничного слоя H заранее неизвестна, то в таблице приведены значения для двух высот H : 1000 и 1500 м).

Остальные исходные данные следующие: для лета $T_0(0) = 9,2$, $c_{1\rho_1} = 0,37$ кал/см³град., $a^2 = 0,0017$ см²/сек., $f_0 = 0,71$; для осени $T_0(0) = 6,2$, $c_{1\rho_1} = 0,42$ кал/см²град., $a^2 = 0,0018$ см²/сек., $f_0 = 0,79$.

Продemonстрируем вычисления на конкретном примере, когда $t = 12$ час. (осень). Расчеты проводим в указанном выше порядке.

1) Полагаем ориентировочно $\epsilon = -0,025$.

2) Поскольку $V = 9,5$ м/сек., то на рис. 1 находим $H = 1100$ м, а в табл. 5 $T_H = 3,0$. На рис. 2 и 3 находим $P_0 = 0,010$ кал/см²мин., $T_0 - T_H = 9,0$, следовательно, $T_0 = 9,0 + 3,0 = 12,0$. Далее по графикам рис. 4 находим $W_1 = 0,047$ кал/см²мин., $W_2 = 0,062$ кал/см²мин.

Таблица 4
Суточный ход радиационного баланса (Колтуши)

t	Летний период					
	0	4	8	12	16	20
$R(t)$	-0,052	-0,022	0,245	0,435	0,248	0,048
t	Осенний период					
	0	4	8	12	16	20
$R(t)$	-0,060	-0,045	0,075	0,190	0,030	-0,040

Таблица 5
Метеоданные на высоте пограничного слоя

Сезон	H м	V м/сек.	T_H	q_H г/кг
Лето	1000	8,2	9,5	5,0
	1500	8,6	6,4	4,0
Осень	1000	9,5	3,5	3,8
	1500	10,0	11,2	3,3

3) Вычисляем LE . Здесь $q_H=3,7$, $f_0=0,79$. По графику на рис. 4 находим, зная $T_0=12,0$, $q_m(T_0)=8,8$ г/кг. Отсюда $LE=0,047 \cdot 0,79 \cdot 8,8 = -0,062 \cdot 3,7 = 0,094$ кал/см²мин.

4) Вычисляем поток тепла в почву $B(t)$. По графику на рис. 5 находим $G(t)=0,26$ 1/час. Поскольку $T_0(0)=6,2$, $T_0=12,0$, $c_1 \rho_1 \alpha = -0,42 \sqrt{0,0018} = 0,018$, имеем $B(t) = 0,018 (12-6,2) \cdot 0,26 = 0,027$ кал/см²мин.

5) Из табл. 4 имеем $R(t) = 0,190$ кал/см²мин. Следовательно, $f^*(\epsilon) = 0,190 - 0,094 - 0,010 - 0,027 = 0,059$. Поскольку f^* значительно отличается от нуля ($\sim 30\%$ величины $R(t)$), повторяем все расчеты с новым значением ϵ . Взяв $\epsilon = -0,050$, получим $f^* = -0,066$. Таким образом, значение ϵ заключено в интервале $(-0,025, -0,050)$. Взяв $\epsilon = -0,040$, получим $f^* = 0,012$, что уже составляет всего $\sim 5\%$ величины $R(t)$. Следовательно, искомое ϵ равно $-0,040$. В процессе последнего приближения находим $P_0 = 0,018$, $L = 0,130$, $B = 0,030$, $T_0 = 12,5$, $H = 1150$ м. Зная $\epsilon = -0,04$, можно по графикам на рис. 6 найти $h=77$ м, $C_1=3,8$ м, $\alpha_1=17,5^\circ$. Поскольку известны все необходимые параметры, можно по соответствующим формулам настоящей работы и работы [4] рассчитать вертикальные профили температуры воздуха, влажности, скорости и направления ветра и коэффициента турбулентности.

Таблица 6

Сравнение вычисленных величин с опытными
(летний период, Колтуши)

	Время					
	8	12	16	20	0	4
P_0 выч	0,024	0,065	0,036	0,015	-0,005	-0,035
P_0 набл	0,072	0,137	0,070	-0,025	-0,015	-0,015
LE выч	0,161	0,314	0,195	0,133	0,073	-0,011
LE набл	0,135	0,230	0,155	0,005	-0,005	-0,005
B выч	0,066	0,048	0	-0,100	-0,042	0,016
B набл	0,078	0,060	0,018	-0,052	-0,040	-0,017
f^* набл	-0,040	0,008	0,005	0,120	0,008	0,015
T_0 выч	19,1	21,6	19,7	18,1	14,4	10,7
T_0 набл	17,5	25,2	21,7	12,6	9,2	9,7
C_1 выч	3,2	3,3	3,2	3,2	3,0	2,8
C_1 набл	2,9	3,5	3,4	2,0	1,7	1,9
$\frac{\Delta T}{C_1^2}$ выч	-0,014	-0,036	-0,020	-0,010	0,015	0,060
$\frac{\Delta T}{C_1^2}$ набл	-0,072	-0,075	-0,046	0,120	0,210	0,102
$T_0 - T_H$	8,7	13,1	10,0	7,9	2,9	-2,0
ϵ выч	-0,047	-0,082	-0,060	-0,037	0,032	0,100
k_1 выч	0,150	0,177	0,157	0,140	0,089	0,056
H	870	1170	1000	920	650	380
h	53	85	68	64	50	27
k_H	7,9	15,0	10,7	9,0	4,4	1,5

Примечание. Вычисленные данные в 0 час. получены интерполированием.

Подобным же образом при использовании данных табл. 4 и 5 были вычислены составляющие теплового баланса и некоторые другие величины. Эти данные представлены в табл. 6 (летний период) и 7 (осенний период). Там же представлены данные, полученные на основе опытных данных [7].

Таблица 7

Сравнение вычисленных величин с опытными
(осенний период, Колтуши)

	Время					
	8	12	16	20	0	4
P_0 выч	-0,003	0,018	-0,008	-0,026	-0,027	-0,024
P_0 набл	0,015	0,065	0	-0,040	-0,025	-0,020
LE выч	0,050	0,130	0,038	-0,005	-0,005	-0,014
LE набл	0,022	0,105	0,050	-0,010	-0,015	-0,010
B выч	0,029	0,030	0	0,003	-0,015	-0,073
B набл	0,015	0,025	0,010	-0,040	-0,020	-0,030
f^* набл	0,023	-0,005	-0,080	0,050	0	0,015
T_0 выч	9,8	12,5	9,2	6,0	5,7	0,6
T_0 набл	7,7	12,3	9,8	5,8	6,2	4,4
C_1 выч	3,5	3,8	3,6	3,3	3,2	2,7
C_1 набл	3,0	3,8	3,7	2,9	2,2	2,3
$\frac{\Delta T}{C_1^2}$ выч	0,003	-0,020	0,008	0,040	0,045	0,007
$\frac{\Delta T}{C_1^2}$ набл	-0,010	-0,030	0	0,050	0,110	0,070
$T_0 - T_H$	5,5	9,7	4,5	0,0	-0,4	-6,5
ε выч	0,010	-0,040	0,020	0,075	0,080	0,180
k_1 выч	0,110	0,170	0,120	0,080	0,072	0,088
H	870	1150	800	480	450	180
h	71	82	54	34	25	33
k_H	7,8	14,0	6,5	2,7	1,84	0,29

Примечание. Вычисленные данные в 0 час. получены интерполированием.

Заметим прежде всего, что материалы, приведенные в этих таблицах, позволяют пока сделать лишь самые предварительные заключения относительно сходимости величин, рассчитанных по предлагаемой схеме, с опытными данными. Не вызывает, однако, сомнения, что эта схема дает правильную качественную картину суточного хода составляющих теплового баланса и других метеоэлементов пограничного слоя атмосферы. Что касается количественного совпадения, то точность предлагаемой методики, как видно из таблиц, еще не совсем достаточна. Сравнительно удовлетворительно согласуются (особенно в дневные часы) вычисленные и наблюдаемые скорости ветра C_1 . Из анализа расчетов и из физических соображений последнее обстоятельство объясняется тем, что скорость ветра вблизи земли сравнительно мало чувствительна к изменениям геострофического ветра и других характеристик на высоте пограничного слоя. Неплохо согласуются вычисленные и наблюдаемые температуры поверхности почвы. К сожалению, сравнение вычисленных

и опытных величин составляющих теплового баланса затруднено здесь тем, что уравнение теплового баланса (по опытным данным) не замыкается. Неувязка (обозначенная в таблицах $f_{\text{набл}}^*$) бывает в некоторых случаях весьма значительной (например, в 20-часовые сроки).

Для обстоятельной проверки предлагаемой методики необходимо привлечь более обширный и качественный экспериментальный материал. Для этого необходимо иметь данные об изменениях во времени температуры, влажности, скорости ветра и других элементов вблизи земли, иметь данные о теплофизических характеристиках почвы и материалы аэрологических наблюдений в этом же районе).

В настоящее время такой материал имеется в весьма ограниченном объеме.

Для обстоятельной проверки предлагаемой методики необходимо также обладать более точными данными об эмпирических связях и параметрах, используемых в этой схеме (например, о функции $\frac{\Delta T}{C_1^2} = f(\varepsilon, z_0)$, параметре диссипации δ и т. п.).

Дальнейшая разработка методики расчета метеоэлементов внутри пограничного слоя атмосферы при нестационарных условиях должна также идти как по линии уточнения теоретической схемы (учета изменения частных производных метеоэлементов по времени и т. п.), так и по линии уточнения необходимых эмпирических связей и параметров. Такая работа проводится в настоящее время в Отделе физики приземного слоя атмосферы ГГО.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л а й х т м а н Д. Л. Закономерности физических процессов пограничного слоя атмосферы в Арктике. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха». Л., 1958.
2. Л а й х т м а н Д. Л. Некоторые закономерности теплового режима Центральной Арктики. Вопросы физики пограничного слоя атмосферы в Арктике, т. 226. Изд. «Морской транспорт», Л., 1959.
3. Л а й х т м а н Д. Л. Постановка задачи о стационарном строении пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
4. Ц е й т н Г. Х., О р л е н к о Л. Р. Стационарное распределение ветра, температуры и турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы при различных состояниях устойчивости. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
5. Х р г и а н А. Х. Физика атмосферы. Гостехиздат. М., 1953.
6. Комплексная экспедиция гидрометеорологической службы в Пахта-Арал летом 1952 г. Труды ГГО, вып. 39, 1953.
7. О г н е в а Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеоздат, Л., 1955.

О СТАЦИОНАРНЫХ ВОЛНАХ В ОБЛАСТИ ТРОПОПАУЗЫ

В статье излагается метод определения длин стационарных волн в том случае, когда градиенты температуры в разделяемых поверхностью раздела массах отличны друг от друга. Приводятся величины длин волн и их повторяемость для летнего периода. Дается зависимость толщины возмущенного слоя от параметров поверхности раздела. Введена формула для периода перегрузок, действующих на самолет при полете в «волновой» среде.

1. В настоящее время имеются сведения о том, что при полете на высотах 8—12 км на самолет периодически действуют перегрузки, очевидно, связанные с волновыми движениями, возникающими на указанных высотах. Особенно велико влияние перегрузок на полет неуправляемых установок. Поэтому чрезвычайно важно дать оценку характеристик таких волновых движений. Из аэросиноптического анализа известно, что нередко слой тропопаузы представляет собой продолжение тропосферного фронта, т. е. тропопауза разделяет две воздушные массы, отличающиеся по своим свойствам. Естественно, что на такой поверхности раздела могут возникать стационарные волновые движения. Возможно, эти волновые движения и являются одной из причин периодических перегрузок, о которых говорилось выше.

2. Уравнение для волновых стационарных движений было получено на основании теории малых колебаний в следующем виде:

$$\frac{d^2 \tilde{\omega}}{dz^2} + \beta \frac{d \tilde{\omega}}{dz} + \tilde{\omega} \left[-k^2 + \frac{\gamma \beta}{u} + \frac{g \beta}{u^2} \right] = 0, \quad (1)$$

где $\tilde{\omega} = \bar{\rho} \omega(z)$, $\omega(z)$ — амплитуда колебаний, $\bar{\rho}$ — плотность воздуха, u — скорость ветра, θ — потенциальная температура, $\gamma = \frac{du}{dz}$, $\beta = \frac{d \ln \theta}{dz}$, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ — волновое число, λ — длина стационарной волны.

Решение этого уравнения в общем случае, когда $u = u(z)$, весьма сложно. Поэтому в дальнейшем используется некоторая схематизация.

3. Из опытных данных известно, что толщина слоя, охваченного волновыми движениями, обычно невелика и не превышает примерно 0,5—1 км. Поэтому в первом приближении можно ограничиться следующей постановкой задачи.

Основное движение представляет собой два потока воздуха; в каждом из потоков скорость ветра не зависит от координат, а потенциальная температура — линейная функция высоты. На поверхности раздела терпит разрыв скорость ветра, температура и вертикальный температурный градиент. В такой постановке задача была решена в работе [1].

Однако в этой работе на поверхности раздела принимался непрерывным вертикальный температурный градиент. Если поверхностью раздела является тропопауза, то совершенно очевидно, что это условие неприемлемо.

Подобная схематизация дает возможность оценить величины длин стационарных волн, возникающих в области тропопаузы.

Для определения ω и k используются следующие уравнения:

уравнение (1), которое в рассматриваемой постановке имеет вид

$$\frac{d^2 \tilde{\omega}}{dz^2} + \beta \frac{d\tilde{\omega}}{dz} + \tilde{\omega} \left[-k^2 + \frac{\beta g}{u^2} \right] = 0, \quad (2)$$

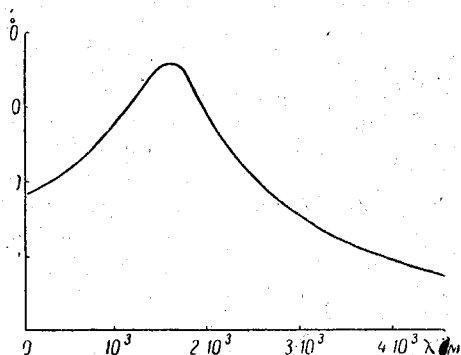


Рис. 1. Повторяемость длин стационарных волн для летнего периода по ст. Воейково.

и уравнение связи, выражающее динамическое условие на поверхности раздела,

$$\bar{u}_v \left(\frac{d\tilde{w}_v}{dz} + \beta_v \tilde{w}_v \right) - \bar{u}_n \left(\frac{d\tilde{w}_n}{dz} + \beta_n \tilde{w}_n \right) = g a k (\rho_n - \rho_v) |_{z=0}. \quad (3)$$

На уровне $z = 0$ находится поверхность раздела; индексы «н» и «в» означают соответственно верхний и нижний слои, a — амплитуда колебаний самой поверхности раздела.

Решение уравнения (3) представляется в виде убывающих экспоненциальных функций:

$$\tilde{w}_n = a k \rho_n(0) \bar{u}_n e^{\left(-\frac{\beta_n}{2} + \tau_n\right) z},$$

$$\tilde{w}_v = a k \rho_v(0) \bar{u}_v e^{\left(-\frac{\beta_v}{2} - \tau_v\right) z}, \quad \tau_i = \sqrt{\frac{\beta_i^2}{4} + k^2 \frac{g \beta_i}{u_i^2}}.$$

Длина стационарных волн равна

$$\lambda_{ст} = \frac{\pi}{g} \frac{(\Delta u)^2}{\sqrt{\left(\frac{\Delta T}{T}\right)^2 + \frac{\bar{\beta} (\Delta u)^2}{g}}}, \quad (4)$$

где Δu и ΔT — соответственно разрыв скорости ветра и температуры на поверхности раздела, $\bar{\beta}$ — средний градиент логарифма потенциальной температуры в разделяемых слоях.

Нетрудно также показать, что толщина слоя, в котором будут проявляться в значительной степени стационарные волновые движения, пропорциональна величине

$$\tilde{h} = \frac{2}{\beta + \frac{4\Delta T}{T} \frac{g}{(\Delta u)^2}}.$$

Важной задачей является сравнение опытных данных о толщинах возмущенных слоев с параметром $\tilde{h}$.

Анализ формулы (4) показывает, что длина стационарных волн с увеличением скачка температур уменьшается, а с увеличением скачка скоростей ветра растет, кроме того, она зависит от среднего вертикального температурного градиента и с увеличением его растет (β при этом уменьшается).

Подсчет длин стационарных волн (397 случаев) по данным температурного и ветрового зондирования на ст. Воейково для летнего периода 1956 г. показал, что чаще всего стационарные волны бывают порядка 1—2 км (рис. 1).

4. Важной характеристикой при анализе условий полета при наличии стационарных волн является период колебаний самолета, пересекающего эти волны. При полете самолета в такой «волновой» среде на него будут действовать перегрузки с периодом $\tau = \frac{\lambda_{ст}}{u}$, где u — скорость самолета.

Очевидно, что если τ близко к периоду собственных колебаний всего самолета или его отдельных частей, то в этом случае условия полета становятся весьма неблагоприятными. Тщательный анализ метеорологических данных и выявление слоев волновых движений перед полетом дают возможность более надежно обеспечить безопасность полета. В дальнейшем рассматриваемое решение задачи должно быть распространено на случай, когда скорость ветра изменяется с высотой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. О волновых движениях на поверхности раздела в атмосфере. Труды ГГО, вып. 2, 1947.

О ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ОБЛАСТИ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА В АТМОСФЕРЕ

В статье излагаются результаты теоретического исследования вопроса о характеристиках турбулентности в области поверхности раздела. Решаются уравнения движения и баланса энергии турбулентности для пограничного слоя, возникающего за счет поверхности раздела. Получены формулы для расчета коэффициента турбулентности, порывистости ветра и вертикальных скоростей воздуха. Показано, как влияют метеорологические параметры поверхности раздела на характеристики турбулентности в области поверхности раздела.

Одним из механизмов возникновения турбулентности в свободной атмосфере является потеря устойчивости волнами, возникающими на поверхностях раздела. Известно, что на поверхности разрыва температуры, скорости ветра, температурных и ветровых градиентов возникают гравитационно-сдвиговые волны. Как показано в работах [1] и [2], при некотором сочетании метеорологических параметров, характеризующих поверхность раздела, возникающие на ней волны теряют устойчивость и превращаются в отдельные вихри. Таким образом, критерии потери устойчивости волн дают ответ на вопрос: имеются ли в области поверхности раздела упорядоченные волновые движения или же здесь имеет место турбулентное перемешивание. Количественные характеристики турбулентности из этих критериев получить невозможно.

В настоящей статье делается попытка определить параметры турбулентности в области поверхности раздела (фронтальные поверхности, тропопауза).

Вопрос об изменении ветра с высотой в области поверхности раздела был рассмотрен в работе [3]. В этой работе для пограничного слоя, возникающего за счет поверхности раздела, были даны формулы для расчета распределения скорости ветра. Однако используемая в работе [3] система уравнений была незамкнутой, что, естественно, не дало возможности определить коэффициент турбулентности в области поверхности раздела. В настоящее время систему уравнений движения можно дополнить уравнением баланса турбулентной энергии в интегральной форме из работы [4] и получить наряду с распределением скорости ветра характеристики турбулентности в области поверхностей раздела.

Рассмотрим поверхность раздела в свободной атмосфере. Очевидно, что для свободной атмосферы вдали от стенки диссипация энергии турбулентности в тепло мала и коэффициент турбулентности слабо зависит

от координат. Тогда система уравнений для пограничного слоя в области поверхности раздела имеет вид:

$$k \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega_z (v - v_g) = 0, \quad (1)$$

$$k \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega_z (u - u_g) = 0,$$

$$(1 - \delta) \int_{-H}^H k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] dz - \int_{-H}^H k g \frac{1}{T} (\gamma_a - \gamma) dz = 0, \quad (2)$$

$$k = \text{const}. \quad (3)$$

Здесь k — коэффициент турбулентности, u и v — компоненты скорости ветра, u_g и v_g — компоненты скорости геострофического ветра, $\omega_z = \omega \sin \varphi$ (ω — угловая скорость вращения земли, φ — широта) γ_a — сухоадиабатический градиент температуры, γ — градиент температуры, $2H$ — толщина пограничного слоя, δ — параметр диссипации.

Выберем начало координат на поверхности раздела; ось z направим вверх, ось x — перпендикулярно поверхности раздела, ось y — вдоль поверхности раздела.

Все характеристики, относящиеся к холодной массе, обозначим индексом «х», к теплой — индексом «т».

Граничные условия:

$$\begin{aligned} \text{при } z \rightarrow \infty \quad u_t &= u_{tg}, \quad v_t = v_{tg}, \\ \text{при } z \rightarrow -\infty \quad u_x &= u_{xg}, \quad v_x = v_{xg}. \end{aligned} \quad (4)$$

На самой поверхности раздела:

$$\begin{aligned} z=0 \quad u_x &= u_t, \quad v_x = v_t, \\ \frac{du_x}{dz} &= \frac{du_t}{dz}, \quad \frac{dv_x}{dz} = \frac{dv_t}{dz}. \end{aligned}$$

Для теплой массы $z > 0$, для холодной $z < 0$.

В первом приближении в связи с тем, что толщина пограничного слоя невелика, изменением скорости геострофического ветра с высотой можно пренебречь. Кроме того, будем считать, что коэффициент турбулентности для холодной и теплой массы одинаковый.

После решения уравнений движения получим:

$$\begin{aligned} u_x &= u_{xg} + \frac{\Delta v_g}{2} e^{az} \cos az, \\ v_x &= v_{xg} + \frac{\Delta v_g}{2} e^{az} \sin az, \\ u_t &= u_{tg} - \frac{\Delta v_g}{2} e^{-az} \cos az, \\ v_t &= v_{tg} + \frac{\Delta v_g}{2} e^{-az} \sin az, \end{aligned} \quad (5)$$

$$a = \sqrt{\frac{\omega_z}{k}}, \quad \Delta v_g = v_{tg} - v_{xg}, \quad \Delta u_g = u_{tg} - u_{xg} = 0.$$

Найденное решение дает возможность из уравнения баланса энергии турбулентности выразить коэффициент турбулентности через толщину пограничного слоя:

$$\frac{a (\Delta v_g)^2}{2g\bar{\beta}} = 2H, \quad (6)$$

$$\bar{\beta} = \frac{1}{T} (\gamma_a - \bar{\gamma}),$$

где $\bar{\gamma}$ — средний температурный градиент в слое толщиной $2H$.

Для определения толщины турбулированного слоя воспользуемся следующим соотношением:

$$\frac{k \frac{dc}{dz} \Big|_{z=H}}{k \frac{dc}{dz} \Big|_{z=0}} = 0,01, \quad c = \sqrt{u^2 + v^2},$$

т. е. за границу пограничного слоя мы примем тот уровень, где поток количества движения, обусловленный турбулентным перемешиванием, убывает в 100 раз.

Тогда

$$2H = \frac{4,6}{a}. \quad (7)$$

Подставляя (7) в (6), получаем

$$k = \frac{2\omega_z (\Delta v_g)^2}{9,2g\bar{\beta}}. \quad (8)$$

При $\bar{\gamma} = 0,7^\circ/100 \text{ м}$, $\Delta v_g = 10 \text{ м/сек.}$, $\varphi = 50^\circ$, $k = 10 \text{ м}^2/\text{сек.}$

Коэффициент турбулентности тем больше, чем резче (больше Δv_g) выражена поверхность раздела в области геострофического ветра и чем менее термически устойчив воздух в разделяемых воздушных массах.

Определение коэффициента турбулентности и распределения ветра в пограничном слое, обусловленном поверхностью раздела, дает возможность оценить величину порывистости ветра. В силу принятых пред-

положений эта величина $c'^2 = k \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2}$ оказывается одинаковой в обеих массах

$$c'^2 = \frac{\omega_z (\Delta v_g)^2}{\sqrt{9,2g\bar{\beta}}} e^{\pm \frac{\sqrt{4,6g\bar{\beta}}}{\Delta v_g} z}. \quad (8a)$$

Наибольшего значения порывистость ветра достигает на самой поверхности раздела и уменьшается по мере удаления от нее. Следует иметь в виду, что, очевидно, в действительности имеется не поверхность раздела, а некоторый переходный инверсионный слой, и порывистость ветра должна быть максимальной на границах этого слоя.

В пограничном слое, возникающем за счет поверхности раздела, наблюдаются вертикальные токи. Рассмотрим вертикальные потоки в холодной воздушной массе w_x .

Для нахождения w_x воспользуемся уравнением неразрывности:

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial w_x}{\partial z} = 0, \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \int_{-H}^{-z} \frac{\partial w_x}{\partial z} dz &= - \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{-z} \left(u_{xg} + \frac{\Delta v_g}{2} e^{az} \cos az \right) dz + \right. \\ &\quad \left. + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{-z} \left(v_{xg} + \frac{\Delta v_g}{2} e^{az} \sin az \right) dz \right], \\ w_x(-z) &\approx - \left(\frac{\partial u_{xg}}{\partial x} + \frac{\partial v_{xg}}{\partial y} \right) (H-z) + \\ &\quad + \frac{H}{9,2} e^{-az} \sin az \left(\frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial x} + \frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial y} \right) + \\ &\quad + \frac{H}{9,2} e^{-az} \cos az \left(\frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial y} - \frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial x} \right) = \\ &= \frac{H}{9,2} e^{-az} \left\{ \sin az \left(\frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial x} + \frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial y} \right) + \cos az \left(\frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial y} - \frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial x} \right) \right\} - \\ &\quad - (H-z) \left(\frac{\partial u_{xg}}{\partial x} + \frac{\partial v_{xg}}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (10)$$

(В этой формуле опущены малые члены.)

У самой поверхности раздела в холодной массе скорость вертикальных движений равна

$$w_x(0) = \frac{2,4 \sqrt{k}}{\sqrt{\omega_z}} \left[\frac{1}{9,2} \left(\frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial y} - \frac{\partial (\Delta v_g)}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial u_{xg}}{\partial x} + \frac{\partial v_{xg}}{\partial y} \right) \right]. \quad (11)$$

Аналогично могут быть получены формулы для вертикальных потоков в теплой воздушной массе.

Таким образом, скорость вертикальных движений в области поверхности раздела зависит: 1) от интенсивности турбулентного перемешивания (чем больше коэффициент турбулентности, тем больше скорость вертикальных движений), 2) от величины изменения скорости геострофического ветра в горизонтальной плоскости, 3) от величины изменения в горизонтальной плоскости разрыва скоростей геострофического ветра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. О волновых движениях на поверхности раздела в атмосфере. Труды ГГО, вып. 2, 1947.
2. Гандин Л. С. Об образовании турбулентных движений на фронтах. Труды ГГО, вып. 76, 1958.
3. Дюбюк А. Ф. К теории изменения ветра с высотой в области фронта. Метеорология и гидрология, № 4—5, 1937.
4. Лайхтман Д. Л. Постановка задачи о стационарном строении пограничного слоя. Труды ГГО, вып. 94, 1960.

К ТЕОРИИ РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ МОРЯ

В статье излагается метод расчета температуры деятельного слоя моря. Этот слой разбивается на два подслоя с существенно различными коэффициентами температуропроводности; границей между ними служит максимальная глубина ветрового перемешивания в море. Начальное распределение температуры в обоих слоях аппроксимируется экспоненциальной функцией. В качестве граничного условия на поверхности принято условие теплового баланса, переменное во времени. Сопоставление рассчитанных и экспериментальных вертикальных распределений температуры дает удовлетворительные результаты.

В настоящее время назрела практическая необходимость расчета температуры воды в открытых частях морей и океанов. Опубликованные ранее работы, посвященные вопросу теоретического предвычисления температуры воды, решены при некоторых упрощающих предположениях, которые либо сравнительно далеки от действительно наблюдаемых в море условий (постоянство коэффициента температуропроводности по вертикали в море [3]), либо дают решение задачи для определенного периода времени (для периода охлаждения [4] и [6]). В настоящей работе предпринята попытка обобщить некоторые известные результаты.

Основная теоретическая предпосылка расчета температуры воды деятельного слоя моря заключается в следующем: температурный режим моря определяется взаимодействием его поверхности с атмосферой и адвекцией тепла морскими течениями. Энергетическое взаимодействие моря и атмосферы в различные моменты времени определяется соотношением составляющих теплового баланса на поверхности моря.

Наибольшие изменения температуры в море, если не учитывать адвекции тепла морскими течениями, происходят в верхних слоях, что связано с преобладанием здесь процессов турбулентного перемешивания. Максимальная глубина перемешивания определяется динамическими факторами (ветром, волнением, приливо-отливными течениями и др.) и конвекцией. Глубже слоя турбулентного перемешивания колебания температуры уменьшаются и на некотором горизонте становятся ничтожными или совсем исчезают. Поэтому за нижнюю границу деятельного слоя моря примем горизонт, где не наблюдается сезонных колебаний температуры.

Вертикальное распределение температуры в море лучше всего аппроксимируется экспоненциальной функцией.

1. Постановка задачи

Приняв во внимание изложенные выше условия, можно математически сформулировать задачу о расчете температуры воды деятельного слоя моря.

Деятельный слой моря разбивается на два слоя: верхний и нижний. Примем, подобно П. С. Линейкину, что в верхнем слое, охваченном турбулентным перемешиванием от поверхности до глубины h , тепловая конвекция является составной частью общего механизма турбулентной теплопроводности. Нижний слой характеризуется весьма слабой турбулентностью и потому имеет коэффициент теплопроводности, значительно меньший коэффициента турбулентного обмена в верхнем слое. Мощность этого слоя, расположенного между максимальной глубиной волнового перемешивания и нижней границей деятельного слоя, где температура остается постоянной в течение круглого года, можно принять бесконечной.¹

Рассмотрим простейший случай распространения тепла в деятельном слое, когда адвекция тепла морскими течениями отсутствует. Поместим начало координат на поверхности моря и направим ось x вертикально вниз. Будем рассматривать одномерный поток тепла. Тогда процесс теплопередачи в море может быть представлен следующим образом:

$$\begin{aligned}\frac{\partial T_1}{\partial \tau} &= k_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2} & (\tau > 0; \quad 0 \leq x \leq h), \\ \frac{\partial T_2}{\partial \tau} &= k_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} & (\tau > 0; \quad h \leq x - h < \infty), \\ k &= \begin{cases} k_1 & \text{для } 0 \leq x \leq h \\ k_2 & \text{для } h \leq x - h < \infty \end{cases}\end{aligned}$$

Здесь T_1 и T_2 — температуры верхнего и нижнего слоев, k_1 и k_2 — коэффициенты температуропроводности этих слоев, τ — время.

2. Выбор краевых условий

На поверхности моря примем условие теплового баланса

$$R + P + LE + B = 0,$$

где R — радиационный баланс, P — турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой, LE — затраты тепла на испарение, B — теплообмен поверхности моря с ниже лежащими слоями.

Радиационный баланс поверхности моря определяется как разность поглощенной части суммарной радиации и эффективного излучения моря

$$R = (Q + q)_n (1 - \tilde{A}) - E_n,$$

где $(Q + q)_n$ — действительная суммарная солнечная радиация, $\tilde{A}$ — альbedo моря, E_n — эффективное излучение.

Разность двух длинноволновых потоков — излучения моря E_m и встречного ему излучения атмосферы E_a называется эффективным излучением

$$E_n = E_m - E_a.$$

¹ Некоторая глубина при расчетах может быть принята бесконечной, если температурные колебания, возникающие на поверхности моря, не достигают этой глубины.

Излучение с поверхности моря может быть вычислено по формуле

$$E_m = \gamma \sigma T_1^4.$$

Здесь γ — лучеиспускательная способность поверхности воды, T_1 — температура воды в абсолютной шкале, σ — постоянная Стефана — Больцмана.

Противоизлучение атмосферы обычно определяется как

$$E_a = E_0 (1 + cn)$$

(E_0 — излучение атмосферы при безоблачном небе, c — коэффициент, характеризующий влияние облаков на эффективное излучение, n — количество общей облачности в десятых долях балла).

Излучение безоблачной, но содержащей водяной пар атмосферы можно представить формулой

$$E_0 = \sigma T_0^4 (a - b e^{-c_1 f}),$$

где T_0 — температура воздуха в абсолютной шкале, f — абсолютная влажность воздуха в миллиметрах, a , b и c_1 — некоторые коэффициенты, величины которых устанавливаются по эмпирическим данным.

Выразив температуру воды как

$$T_1 = T_0 \left(1 + \frac{T_1 - T_0}{T_0} \right),$$

можно переписать формулу для эффективного излучения следующим образом:

$$E_n = \alpha_n (T_1 - T_0) + r,$$

где α_n — величина, имеющая размерность кал/см²сек.град., называемая коэффициентом теплоотдачи излучением,

$$\alpha_n = 4T_0^3 \gamma \sigma,$$

$$r = \gamma \sigma T_0^4 - \sigma T_0^4 (a - b e^{-c_1 f}) (1 + cn).$$

Турбулентный теплообмен между морем и атмосферой и затрата тепла на испарение обычно записываются в форме:

$$P = -k \rho c_p \left. \frac{\partial T_0}{\partial x} \right|_{x=0},$$

$$LE = -Lk\rho \left. \frac{\partial q}{\partial x} \right|_{x=0}.$$

Здесь k — коэффициент турбулентного обмена в приводном слое атмосферы, ρ — плотность воздуха, c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, $\frac{\partial T}{\partial x}$ и $\frac{\partial q}{\partial x}$ — вертикальные градиенты абсолютной температуры и удельной влажности.

Наблюдения над профилем метеорологических элементов в нижних слоях воздуха над морем показали, что изменения метеоэлементов с высотой достаточно хорошо описываются логарифмическим законом. Сле-

довательно, для температуры и влажности в приводном слое воздуха можно записать:

$$T(x) = T_0 + (T_1 - T_0) \frac{\ln \frac{x}{x_0}}{\ln \frac{x_1}{x_0}},$$

$$q(x) = q(0) + (q_1 - q_0) \frac{\ln \frac{x}{x_0}}{\ln \frac{x_1}{x_0}},$$

а для коэффициента турбулентного обмена

$$k = \frac{\kappa^2 u_1 x}{\ln \frac{x_1}{x_0}},$$

где u_1 — скорость ветра на высоте, x_0 — параметр шероховатости, κ — безразмерная постоянная, приблизительно равная 0,38.

Тогда

$$P = -\rho c_p \frac{\kappa^2 u_1 (T_1 - T_0)}{\ln^2 \frac{x_1}{x_0}},$$

$$LE = -L\rho \frac{\kappa^2 u_1 (q_1 - q_0)}{\ln^2 \frac{x_1}{x_0}}.$$

Тепловой баланс на поверхности в принятых обозначениях R , P и LE можно представить в виде

$$-B = (Q + q)_n (1 - \tilde{A}) - \alpha_n (T_1 - T_0) - r - \rho c_p \frac{\kappa^2 u_1}{\ln^2 \frac{x_1}{x_0}} (T_1 - T_0) - L\rho \frac{\kappa^2 u_1}{\ln^2 \frac{x_1}{x_0}} (q_1 - q_0). \quad (1)$$

Записав $(q_1 - q_0)$ как

$$q_1 - q_0 = b_1 (T_1 - T_0),$$

где b_1 — некоторый параметр, характеризующий соотношение между разностью удельных влажностей и абсолютных температур в приводном слое воздуха, после несложных преобразований в (1) получим

$$-B = \alpha_c \left[(T_1 - T_0) + \frac{(Q + q)_n (1 - \tilde{A})}{\alpha_c} - \frac{r}{\alpha_c} \right].$$

Здесь α_c — суммарный коэффициент теплоотдачи, равный

$$\alpha_c = -\alpha_n - \rho c_p \frac{\kappa^2 u_1}{\ln^2 \frac{x_1}{x_0}} \left(1 + \frac{Lb_1}{c_p} \right)$$

и имеющий размерность кал/см² сек. град.

Если ввести, подобно А. Г. Колесникову, понятие о результирующей температуре как о некоторой температуре, эквивалентной учету всех составляющих теплового баланса, то тепловой баланс поверхности моря может быть записан таким образом:

$$-B = \alpha_c (T_1 - \Theta),$$

где Θ — результирующая температура, равная

$$\Theta = T_0 - \frac{(Q + q)_n (1 - \tilde{A})}{\alpha_c} + \frac{r}{\alpha_c}.$$

Переписав теплообмен между поверхностью моря и ниже лежащими слоями B в виде

$$B = -c_1 \rho_1 k_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial x} \right|_{x=0},$$

получим тепловой баланс поверхности моря в форме Ньютона

$$c_1 \rho_1 k_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial x} \right|_{x=0} = \alpha_c (T_1 - \Theta),$$

или

$$\left. \frac{\partial T_1}{\partial x} \right|_{x=0} = H (T_1 - \Theta), \quad (2)$$

где H — относительный коэффициент теплообмена, равный $H = \frac{\alpha_c}{\rho_1 c_1 k_1}$. Размерность его см^{-1} .

Итак, граничное условие теплового баланса на поверхности моря будем задавать в виде (2).

Следует отметить ту закономерность, общую для всех морей, что ниже слоя скачка температура воды с глубиной плавно уменьшается и на некоторых глубинах, близких к нижней границе деятельного слоя, обычно наблюдается изотермия.

В качестве граничного условия на бесконечной глубине можно принять

$$\left. \frac{\partial T_2}{\partial x} \right|_{x=\infty} = 0. \quad (3)$$

На промежуточном уровне h , равном максимальной глубине волнового перемешивания, примем условие склейки температур и потоков:

$$x = h, \quad T_1 = T_2, \quad k_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} = k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x}. \quad (4)$$

Пусть в начальный момент времени температура с глубиной изменяется по экспоненциальному закону, как наиболее близко отвечающему истинному распределению температуры в море:

$$\text{при } \tau = 0 \quad T_1 = A e^{-\alpha_1 x} + B,$$

$$T_2 = \bar{A} e^{-\alpha_2 (x-h)} + \bar{B},$$

где A , $\bar{A}$, B и $\bar{B}$ — постоянные, которые можно получить из начального распределения температуры по глубине; α_1 и α_2 — некоторые, пока неизвестные, параметры, характеризующие кривую распределения температуры с глубиной.

3. Решение задачи

Перепишем поставленную задачу:

$$\frac{\partial T_1}{\partial \tau} = k_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2} \quad (\tau > 0; 0 \leq x \leq h), \quad (5)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial \tau} = k_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} \quad (\tau > 0; h \leq x - h < \infty), \quad (6)$$

$$k = \begin{cases} k_1 & \text{для } 0 \leq x \leq h \\ k_2 & \text{для } h \leq x - h < \infty \end{cases} \quad (7)$$

$$x = 0, \quad \frac{\partial T_1(0, \tau)}{\partial x} = H [T_1(0, \tau) - \Theta(\tau)],$$

$$x = h, \quad T_1 = T_2, \quad k_1 \frac{dT_1}{dx} = k_2 \frac{dT_2}{dx},$$

$$x = \infty, \quad \frac{\partial T_2}{\partial x} = 0,$$

$$\tau = 0, \quad T_1 = Ae^{-\alpha_1 x} + B,$$

$$T_2 = \bar{A}e^{-\alpha_2(x-h)} + \bar{B}.$$

Преобразуем встречающиеся в задаче функции на комплексную плоскость p по формуле трансформации Лапласа, после чего уравнения примут вид:

$$\frac{d^2 \bar{T}_1}{dx^2} - \frac{p}{k_1} \bar{T}_1 = -\frac{1}{k_1} (Ae^{-\alpha_1 x} + B), \quad (8)$$

$$\frac{d^2 \bar{T}_2}{dx^2} - \frac{p}{k_2} \bar{T}_2 = -\frac{1}{k_2} [\bar{A}e^{-\alpha_2(x-h)} + \bar{B}], \quad (9)$$

$$x = 0, \quad \frac{d\bar{T}_1}{dx} = H [\bar{T}_1(0, p) - F(p)], \quad (10)$$

$$x = h, \quad \bar{T}_1 = \bar{T}_2, \quad k_1 \frac{d\bar{T}_1}{dx} = k_2 \frac{d\bar{T}_2}{dx}, \quad (11)$$

$$x = \infty, \quad \frac{d\bar{T}_2}{dx} = 0. \quad (12)$$

Здесь

$$\bar{T}_1(p) \doteq T_1(\tau), \quad \bar{T}_2(p) \doteq T_2(\tau),$$

$$F(p) \doteq \Theta(\tau).^1$$

Дифференциальные уравнения (8) и (9) при заданных краевых условиях будем интегрировать следующим образом. Сначала решим однородные уравнения при заданных граничных условиях (начальная температура предполагается равной нулю). Затем решим неоднородные уравнения для равных нулю граничных значений. Сумма обоих решений даст, очевидно, решение заданных уравнений.

¹ $\doteq$ — знак операционного соответствия между оригиналом и изображением.

Решение уравнений при нулевых начальных условиях можно написать в следующей форме:

$$\bar{T}_1 = C_1 \exp\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) + C_2 \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right), \quad (13)$$

$$\bar{T}_2 = C_3 \exp\left[\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right] + C_4 \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right]. \quad (14)$$

Обозначив безразмерную величину

$$\frac{1 - \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}}{1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}} = \delta,$$

из граничных условий (10), (11) и (12) получаем значения коэффициентов:

$$C_1 = -\frac{F(p)}{\Lambda_1} \delta \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right),$$

$$C_2 = \frac{F(p)}{\Lambda_1},$$

$$C_3 = 0 \quad (\text{принимая } \operatorname{Re} p > 0),$$

$$C_4 = -\frac{F(p)}{\Lambda_1} (\delta - 1) \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right),$$

где

$$\Lambda_1 = \left\{ \left[1 - \delta \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \right] + \right. \\ \left. + \frac{1}{H} \sqrt{\frac{p}{k_1}} \left[1 + \delta \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \right] \right\}.$$

Тогда решения для изображений $\bar{T}_1$ и $\bar{T}_2$ примут вид:

$$\bar{T}_1 = \frac{F(p)}{\Lambda_1} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) \times \\ \times \left[1 - \delta \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \exp\left(2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) \right], \quad (15)$$

$$\bar{T}_2 = \frac{F(p)}{\Lambda_1} (1 - \delta) \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \times \\ \times \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right]. \quad (16)$$

Остается определить оригиналы (15) и (16). Перепишем выражение для Λ_1 в виде

$$\Lambda_1 = \left(1 + \frac{1}{H} \sqrt{\frac{p}{k_1}} \right) \times \\ \times \left[1 - \delta \frac{1 - \frac{1}{H} \sqrt{\frac{p}{k_1}}}{1 + \frac{1}{H} \sqrt{\frac{p}{k_1}}} \exp\left(-2 \sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \right].$$

Используя известное разложение

$$e^z = 1 + \frac{z}{1!} + \frac{z^2}{2!} + \dots \quad (17)$$

и ограничиваясь первым членом разложения $\exp\left(-2\sqrt{\frac{p}{k_1}}h\right)$ в ряд, перейдем от изображений к оригиналам:

$$\begin{aligned} T_1 = & \frac{H\sqrt{k_1}}{2} \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \int_0^\tau \Theta(\tau - \xi) \left\{ \chi\left(\frac{x}{\sqrt{k_1}}, \xi\right) - \right. \\ & - \frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}} \exp\left[xH\sqrt{\frac{k_1}{k_2}} + \frac{H^2k_1^2}{k_2}\xi\right] \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{k_1}{k_2}}H\sqrt{k_1\xi}\right) \Big\} d\xi - \\ & - \frac{H\sqrt{k_1}}{2} \left(1 - \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \int_0^\tau \Theta(\tau - \xi) \left\{ \chi\left(\frac{2h-x}{\sqrt{k_1}}, \xi\right) - \right. \\ & - \frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}} \exp\left[(2h-x)H\sqrt{\frac{k_1}{k_2}} + \frac{H^2k_1^2}{k_2}\xi\right] \times \\ & \times \operatorname{erfc}\left(\frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}}\sqrt{\xi}\right) \Big\} d\xi, \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} T_2 = & \frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}} \int_0^\tau \Theta(\tau - \xi) \left\{ \chi\left(\frac{x-h}{\sqrt{k_2}} + \frac{h}{\sqrt{k_1}}, \xi\right) - \right. \\ & - \frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}} \exp\left[\left(\frac{x-h}{\sqrt{k_2}} + \frac{h}{\sqrt{k_1}}\right)\frac{\alpha_1k_1}{\sqrt{k_2}} + \right. \\ & \left. \left. + \frac{H^2k_1^2}{k_2}\xi\right] \operatorname{erfc}\left(\frac{Hk_1}{\sqrt{k_2}}\sqrt{\xi}\right) \right\} d\xi, \end{aligned} \quad (19)$$

где

$$\chi(y, z) = \frac{1}{\sqrt{\pi z}} e^{-\frac{y^2}{4z}},$$

$$\operatorname{erfc} u = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_u^\infty e^{-s^2} ds.$$

Расчеты показывают, что при наблюдаемых в море значениях H , h , k_1 и k_2 для величины τ порядка 10—15 суток ошибка в расчете из-за пренебрежения остальными членами в разложении (17) составляет 1—2%.

Физически решения (18) и (19) характеризуют влияние метеорологических факторов на распространение тепла в деятельном слое моря.

Решим уравнения (8) и (9) с нулевыми граничными условиями и начальной температурой — экспоненциальной функцией от глубины. Решения линейных уравнений второго порядка с правой частью запишутся следующим образом:

$$\bar{T}_1 = C_1 \exp\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}}x\right) + C_2 \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}}x\right) + \frac{Ae^{-\alpha_1 x}}{p - \alpha_1^2 k_1} + \frac{B}{p}, \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \bar{T}_2 = & C_3 \exp\left[\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] + C_4 \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] + \\ & + \frac{\bar{A}e^{-\alpha_2(x-h)}}{p - \alpha_2^2 k_2} + \frac{\bar{B}}{p}. \end{aligned} \quad (21)$$

Коэффициенты C_1 , C_2 , C_3 и C_4 определяются из нулевых граничных условий и из условий неразрывности температуры и потоков на границе h :

$$\begin{aligned}
 C_1 = & -\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{A}{(p - \alpha_1^2 k_1)} \left(\frac{1}{\Delta_2} - 1 \right) - \\
 & - \left(1 - \frac{\alpha_1 k_1}{\sqrt{p k_2}} \right) \frac{A e^{-\alpha_1 h} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} + \\
 & + \left(1 - \alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{p}} \right) \frac{\bar{A} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_2^2 k_2) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} - \\
 & - \frac{(B - \bar{B}) \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{p \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2}, \\
 C_2 = & -\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{A}{(p - \alpha_1^2 k_1)} - \\
 & - \left(1 - \frac{\alpha_1 k_1}{\sqrt{p k_2}} \right) \frac{A e^{-\alpha_1 h} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} + \\
 & + \left(1 - \alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{p}} \right) \frac{\bar{A} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_2^2 k_2) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} - \\
 & - \frac{(B - \bar{B}) \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{p \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2}, \\
 C_3 = & 0 \quad (\text{учитывая } \operatorname{Re} p > 0), \\
 C_4 = & -\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{2A}{(p - \alpha_1^2 k_1) \Delta_2} \operatorname{ch} \left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right) + \\
 & + \alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{A \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_1^2 k_1)} - \\
 & - \left(1 - \frac{\alpha_1 k_1}{\sqrt{p k_2}} \right) \frac{2A e^{-\alpha_1 h} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} \operatorname{ch} \left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right) + \\
 & + \left(1 - \alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{p}} \right) \frac{2\bar{A} \exp \left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right)}{(p - \alpha_2^2 k_2) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \right) \Delta_2} \operatorname{ch} \left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h \right) -
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{2(B - \bar{B}) \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{p \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) + \\
& + \frac{A e^{-\alpha_1 h}}{p - \alpha_1^2 k_1} + \frac{B - \bar{B}}{p} - \frac{\bar{A}}{p - \alpha_2^2 k_2},
\end{aligned}$$

где

$$\Delta_2 = 1 + \delta \exp\left(-2\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right).$$

Подставив значения коэффициентов в уравнения (20) и (21), получим решения для изображений:

$$\begin{aligned}
\bar{T}_1 = & -\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{2A \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \Delta_2} + \alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{A \exp\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1)} - \\
& - \left(1 - \frac{\alpha_1 k_1}{\sqrt{p k_2}}\right) \frac{2A e^{-\alpha_1 h} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) + \\
& + \left(1 - \alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{p}}\right) \frac{2\bar{A} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_2^2 k_2) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) - \\
& - \frac{2(B - \bar{B}) \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{p \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} x\right) + \frac{A e^{-\alpha_1 x}}{p - \alpha_1^2 k_1} + \frac{B}{p}, \quad (22) \\
\bar{T}_2 = & -\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{2A \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \Delta_2} \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right] + \\
& + \alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{p}} \frac{A \exp\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1)} \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right] - \\
& - \left(1 - \frac{\alpha_1 k_1}{\sqrt{p k_2}}\right) \frac{2A e^{-\alpha_1 h} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_1^2 k_1) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \times \\
& \times \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right] + \\
& + \left(1 - \alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{p}}\right) \frac{2\bar{A} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right)}{(p - \alpha_2^2 k_2) \left(1 + \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) \Delta_2} \times \\
& \times \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}} h\right) \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}} (x - h)\right] -
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{2(B-\bar{B})}{p\left(1+\sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right)\Delta_2} \exp\left(-\sqrt{\frac{p}{k_1}}h\right) \operatorname{ch}\left(\sqrt{\frac{p}{k_1}}h\right) \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] + \\
& + \frac{Ae^{-\alpha_1 h}}{p-\alpha_1^2 k_1} \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] + \frac{(B-\bar{B})}{p} \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] - \\
& - \frac{\bar{A}}{p-\alpha_2^2 k_2} \exp\left[-\sqrt{\frac{p}{k_2}}(x-h)\right] + \frac{\bar{A}}{p-\alpha_2^2 k_2} e^{-\alpha_2(x-h)} + \frac{\bar{B}}{p}. \quad (23)
\end{aligned}$$

Исследуем функции $T = f(\tau)$ на устойчивость. Это тем более важно, что с помощью данного метода температура может рассчитываться на большой период времени, и необходимо знать, как ведут себя функции T при $\tau \rightarrow \infty$. Проверка на устойчивость обычно выполняется без нахождения оригинала функции.

Условиями для определения устойчивости решений являются:

- 1) $\bar{T} \rightarrow 0$ при $p \rightarrow \infty$;
- 2) если существует $\lim_{\tau \rightarrow \infty} T(\tau)$, то

$$\lim_{\tau \rightarrow \infty} T(\tau) = \lim_{p \rightarrow 0} p\bar{T}(p).$$

Из физических представлений о процессах теплообмена следует, что при задании нулевых потоков на границах и экспоненциальном начальном распределении температуры последняя при $\tau \rightarrow \infty$ выравнивается во всем слое и будет равна некоторой постоянной величине.

Проверка изображений на устойчивость показала, что найденные решения для изображений устойчивы; для больших значений времени температура стремится к постоянной величине $\bar{B}$.

Если ограничиться первым членом разложения $\exp\left(-2\sqrt{\frac{p}{k_1}}h\right)$ в ряд и воспользоваться таблицей изображений, получим следующие выражения для оригиналов функций $T_1(x, \tau)$ и $T_2(x-h, \tau)$:

$$\begin{aligned}
T_1 = & \frac{A}{2} \left(1 - \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) e^{\alpha_1^2 k_1 \tau} \operatorname{erfc}(-\alpha_1 \sqrt{k_1 \tau}) \times \\
& \times [1 - \exp(-2\alpha_1 h)] \operatorname{ch}(\alpha_1 x) + \frac{\bar{A}}{2} e^{\alpha_2^2 k_2 \tau} \operatorname{erfc}(\alpha_2 \sqrt{k_2 \tau}) \times \\
& \times \left\{ \exp\left[(h-x)\alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{k_1}}\right] + \exp\left[(h+x)\alpha_2 \sqrt{\frac{k_2}{k_1}}\right] \right\} - \\
& - \frac{(B-\bar{B})}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{h-x}{2\sqrt{k_1 \tau}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{h+x}{2\sqrt{k_1 \tau}}\right) \right] + B, \quad (24)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
T_2 = & \frac{A}{4} \left(1 - \sqrt{\frac{k_1}{k_2}}\right) e^{\alpha_1^2 k_1 \tau} \operatorname{erfc}(-\alpha_1 \sqrt{k_1 \tau}) \times \\
& \times [1 - \exp(-4\alpha_1 h)] \exp\left[-(x-h)\alpha_1 \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} + \alpha_1 h\right] + \\
& + \frac{\bar{A}}{2} e^{\alpha_2^2 k_2 \tau} \operatorname{erfc}(\alpha_2 \sqrt{k_2 \tau}) \left\{ \exp[-\alpha_2(x-h)] + \right. \\
& + \exp\left[(x-h)\alpha_2 + 2\alpha_2 h \sqrt{\frac{k_2}{k_1}}\right] \left. \right\} + \frac{(B-\bar{B})}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{x-h}{2\sqrt{k_2 \tau}}\right) - \right. \\
& - \operatorname{erfc}\left(\frac{x-h}{2\sqrt{k_2 \tau}} + \frac{2h}{2\sqrt{k_1 \tau}}\right) \left. \right] + \bar{B}. \quad (25)
\end{aligned}$$

Решения уравнений (24) и (25) отражают влияние неравномерности в начальном распределении температуры на распределение температуры в последующие моменты времени.

Сложив правые части равенств (18), (19), (24) и (25), получим полное решение задачи о распространении тепла в деятельном слое моря.

4. Определение параметров решения задачи

Оставшиеся невыясненными значения коэффициентов A , $\bar{A}$, B и $\bar{B}$ и параметров α_1 и α_2 могут быть найдены из начального распределения температуры по глубине. Пусть в некоторый момент времени, принятый нами за начальный, на гидрологической станции в открытом море произведено измерение температуры воды на стандартных горизонтах. По условиям задачи распространение температуры по глубине аппроксимируется экспоненциальной функцией в верхнем слое

$$T_1(x, 0) = Ae^{-\alpha_1 x} + B, \quad (26)$$

в нижнем

$$T_2(x - h, 0) = \bar{A}e^{-\alpha_2(x-h)} + \bar{B}. \quad (27)$$

Обозначим:

$$\text{при } x=0 \quad T_1 = T_0, \quad (28)$$

$$\text{при } x=h \quad T_1 = T_2 = T_h, \quad (29)$$

$$\text{при } x=\infty \quad T_2 = T_\infty. \quad (30)$$

Из условий (26) и (28) следует $T_0 = A + B$, откуда $B = T_0 - A$.

Из (26) и (29)

$$T_h = Ae^{-\alpha_1 h} + B = Ae^{-\alpha_1 h} - A + T_0,$$

тогда

$$A = \frac{T_0 - T_h}{1 - e^{-\alpha_1 h}},$$

$$B = T_0 - A = T_0 - \frac{T_0 - T_h}{1 - e^{-\alpha_1 h}}.$$

Из (27) и (29)

$$T_2 = T_h = \bar{A} + \bar{B}.$$

Из (27) и (30) $\bar{B} = T_\infty$, откуда $\bar{A} = T_h - T_\infty$.

Перепишем начальные распределения температуры, подставляя найденные значения коэффициентов:

$$T_1(x, 0) = T_0 - \frac{T_0 - T_h}{1 - e^{-\alpha_1 h}} (1 - e^{-\alpha_1 x}), \quad (31)$$

$$T_2(x - h, 0) = (T_h - T_\infty) e^{-\alpha_2(x-h)} + T_\infty. \quad (32)$$

Неизвестные параметры α_1 и α_2 легко могут быть найдены из (31) и (32)

$$\alpha_1 = \frac{2\left(\frac{Nh}{x} - 1\right)}{\frac{Nh^2}{x} - x}, \quad (33)$$

где

$$N = \frac{T_1(x, 0) - T_0}{T_h - T_0},$$

$$\alpha_2 = \frac{1}{x-h} \ln \frac{T_h - T_\infty}{T_2(x-h, 0) - T_\infty}. \quad (34)$$

Итак, найденные выражения (18), (19), (24), (25), (31), (32), (33) и (34) позволяют по известным из синоптического прогноза величинам температуры воздуха и поглощенной суммарной радиации предвычислять распределение температуры в деятельном слое для любой точки в открытом море.

Следует отметить, что расчет температуры воды в море по найденным формулам не представляет больших трудностей, так как основные функции, входящие в решение (экспоненты и функции Крампа), хорошо протабулированы.

5. Пример

Для иллюстрации полученных результатов применим изложенную выше методику к расчету средних месячных температур воды в районе средней части Каспийского моря со слабовыраженной адвекцией.

Для предвычисления распределения температуры воды необходимо иметь следующие данные:

- 1) начальное распределение температуры воды по глубине;
- 2) температуру и абсолютную влажность воздуха, скорость ветра в приводном слое воздуха и облачность;
- 3) коэффициенты турбулентного обмена в верхнем и нижних слоях моря.

Необходимые для расчетов данные по составляющим теплового баланса и фактическому распределению температуры в море возьмем из работы Е. Г. Архиповой «Тепловой баланс Каспийского моря», метеорологические данные — из «Климатического и гидрологического атласа Каспийского моря».

В качестве начального условия рассмотрим июньское распределение температуры по глубине:

Глубина	0	10	25	50	100	200
t°	18,8	17,4	10,1	7,5	5,8	5,7

Пусть известен метеорологический прогноз на июль:

Температура воздуха	24,8°
Абсолютная влажность воздуха	18 мм
Скорость ветра	5,7 м/сек.
Облачность	3 б

Примем для условий Каспийского моря величины параметров:

$$\begin{aligned}\gamma &= 0,95, \\ a &= 0,81, \\ b &= 0,24, \\ c_1 &= 0,16.\end{aligned}$$

Нижней границей слоя ветрового перемешивания будем считать

$$h = 15 \text{ м.}$$

Коэффициенты турбулентного обмена в верхнем и нижних слоях соответственно:

$$\begin{aligned}k_1 &= 0,001 \text{ м}^2/\text{сек.}, \\ k_2 &= 0,0002 \text{ м}^2/\text{сек.}\end{aligned}$$

Определяем величины параметров, входящих в расчетные формулы:

$$\begin{aligned} \alpha_n &= 0,008 \text{ 1/см}, & A &= 3,8, \\ N &= 0,37, & B &= 15,0, \\ \alpha_1 &= 0,53, & \bar{A} &= 9,3, \\ \alpha_2 &= 0,038, & \bar{B} &= 5,7. \end{aligned}$$

Для больших значений времени пользоваться решениями (18), (19), (24) и (25) затруднительно из-за резкого возрастания экспоненциальной функции.

Известно, что

$$\begin{aligned} e^{u^2} \operatorname{erfc} u &\approx \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{1}{u} - \frac{1}{2u^3} + \frac{3}{4u^5} - \dots \right) = \\ &= \frac{1}{\sqrt{\pi}u} \left(1 - \frac{1}{2u^2} + \frac{3}{4u^4} - \dots \right). \end{aligned}$$

Тогда для больших значений времени в нашем случае можно записать

$$e^{\alpha_1^2 k_1 \tau} \operatorname{erfc} (-\alpha_1 \sqrt{k_1 \tau}) = -\frac{1}{\alpha_1 \sqrt{\pi k_1 \tau}} \left(1 - \frac{1}{2\alpha_1^2 k_1 \tau} + \dots \right).$$

С достаточной для практики точностью ($\sim 0,2\%$) можно ограничиться первым членом разложения. После некоторых преобразований рабочий вид формул (18), (19), (24) и (25) для каждого конкретного случая приобретет довольно простой вид.

Результаты расчетов температуры воды для выбранного квадрата Каспийского моря приведены в табл. 1, где для сравнения они сопоставлены с фактическим июльским распределением температуры воды

Таблица 1

Глубина	0	10	25	50	100	200
$t^{\circ}_{\text{факт}}$	26,0	25,2	17,8	7,3	5,8	5,3
$t^{\circ}_{\text{расч}}$	25,1	24,4	18,8	9,8	7,1	5,8

Из этой таблицы видно, что, несмотря на произвольный выбор значений коэффициентов турбулентного обмена в море, расхождения рассчитанных и наблюдаемых температур сравнительно невелики и могут быть объяснены неточностью в оценке величин коэффициентов турбулентного обмена в воде и пренебрежением адвективным теплообменом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. Г. Тепловой баланс Каспийского моря. Труды ГОИН, вып. 35, 1957.
2. Диткин В. А., Кузнецов П. И. Справочник по операционному исчислению. ГИТТЛ, М., 1951.
3. Колесников А. Г. К теории нарастания льда на поверхности моря. Труды НИУ ГУГМС, сер. V, вып. 12, 1946.
4. Линейкин П. С. К теории расчета температуры воды в период охлаждения. Труды ГОИН, вып. 21, 1952.
5. Лыков А. В. Теплопроводность нестационарных процессов. Госэнергоиздат, М., 1948.
6. Цикун В. А. О расчете вертикального распределения температуры и солености в период охлаждения моря. Труды ГОИН, вып. 47, 1959.

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ВОЗДУХА НАД МОРЕМ

В статье решается задача о суточных колебаниях температуры в верхнем слое моря. Предполагается, что поглощение коротковолновой радиации происходит по экспоненциальному закону. Выясняется влияние разных параметров на амплитуду суточных колебаний температуры поверхности воды.

Существенные различия воды и суши как деятельной поверхности сильно сказываются на суточном режиме температуры. Если деятельной поверхностью является почва, то поступающая солнечная радиация почти целиком поглощается тонким поверхностным слоем. Здесь она превращается в тепло, которое путем теплопроводности передается в воздух и в ниже лежащие слои почвы. Таким образом, изменения температуры воздуха и почвы будут определяться притоком тепла путем теплопроводности от деятельной поверхности (лучше говорить о деятельном слое, однако примененный выше термин общепринят). Так формируется суточный ход, если подстилающей поверхностью является почва, обладающая большим коэффициентом поглощения.

Выводы, полученные при рассмотрении теории суточного хода над сушей, не могут быть использованы, если речь идет о суточном ходе над водой. Вода, как известно, сравнительно слабо поглощает коротковолновую радиацию. Солнечная радиация не задерживается на поверхности, а проникает вглубь, распространяясь в довольно толстом слое воды, и поглощается постепенно. Вследствие этого температура глубинных слоев воды изменяется не только за счет теплопроводности, но и за счет поглощения лучистой энергии.

Исходя из таких соображений, А. Г. Колесников [2] решает задачу о суточном ходе температуры воды. Интегрируется уравнение теплопроводности для воды, записанное в виде

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial z^2} + F(J_0, \zeta, t).$$

Здесь J_0 — суммарная радиация, проникающая в воду. Таким образом, второй член справа учитывает изменение температуры воды за счет поглощения лучистой энергии.

В качестве граничных условий принимаются:

- 1) условие затухания суточных колебаний на бесконечности

$$\vartheta|_{z=\infty} = 0,$$

- 2) условие баланса тепла на поверхности

$$a\rho_1 c_1 \left. \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right|_{z=0} = Q_x$$

Величина Q_x включает в себя турбулентный поток тепла в воздух, затраты тепла на испарение и радиационный баланс. Все эти величины считаются известными.

Таким образом, решается задача об определении суточного хода температуры воды, если известен суточный ход теплообмена. В результате получена формула, которая состоит из двух слагаемых. Первое слагаемое представляет ту часть изменения температуры, которая обусловлена поглощением радиации, проникающей в море. Второе слагаемое дает изменение температуры, обусловленное суточными колебаниями баланса тепла на поверхности. Анализ полученной формулы дает интересные качественные выводы. Использование ее для количественных расчетов оказывается весьма затруднительным, так как для этого нужно знать суточный ход теплового баланса поверхности моря.

Позднее в работе [3] задача была поставлена несколько иначе. В результате была получена формула, которая позволяет вычислить суточный ход температуры воды, если известен суточный ход температуры воздуха. Но суточный ход температуры воздуха прежде всего зависит от термического режима подстилающей поверхности. Поскольку солнечная радиация распространяется в довольно толстом слое, температура поверхности днем оказывается сравнительно низкой. В результате этого турбулентный поток тепла в воздух мал и максимальная температура воздуха над водой значительно ниже, чем над сушей. Ночной минимум, напротив, оказывается выше, чем над сушей, из-за большего притока тепла к поверхности из глубинных слоев.

Таким образом, процесс формирования суточного хода температуры воды и воздуха над водой является единым процессом, и задача должна решаться совместно. В таком плане и выполнена данная работа.

Для определения температуры и влажности воздуха над водой используется уравнение притока тепла

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

и уравнение диффузии водяного пара

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = k \frac{\partial^2 Q}{\partial z^2}.$$

Уравнение притока тепла для воды записывается в виде

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{1}{\rho_1 c_1} \frac{\partial r}{\partial \xi}.$$

Второй член правой части уравнения учитывает поглощение коротковолновой радиации глубинными слоями воды. Величина этой радиации является функцией времени, глубины и коэффициента поглощения и задается в таком виде:

$$r = r_0(t) e^{-\alpha \xi} = r_1 \cos \omega t e^{-\alpha \xi},$$

где $2r_1$ — амплитуда суточных колебаний коротковолновой радиации, α — коэффициент ослабления ее в воде, ξ — вертикальная ось, направленная от поверхности воды вниз.

В качестве граничных условий используются:

1) уравнение баланса тепла на поверхности

$$-k\rho c_p \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} - a\rho_1 c_1 \left. \frac{\partial \theta}{\partial \xi} \right|_{\xi=0} - kL\rho \left. \frac{\partial Q}{\partial z} \right|_{z=0} = |A_0 - B_0|_{z=0},$$

где A_0 и B_0 — длинноволновое излучение воды и атмосферы. Приток тепла за счет коротковолновой радиации на деятельной поверхности, как уже говорилось, пренебрежимо мал;

2) условие непрерывности температур воздуха и воды на поверхности

$$T|_{z=0} = \Theta|_{\zeta=0} = T_0;$$

3) связь между температурой и влажностью

$$Q|_{z=0} = Q_{\max}(T_0);$$

4) условия затухания суточных колебаний на бесконечности

$$T|_{z=\infty} = \text{const}, \quad \Theta|_{\zeta=\infty} = \text{const}, \quad Q|_{z=\infty} = \text{const}.$$

Поскольку решается задача о периодических (суточных) колебаниях, величины температур и влажности рационально представить в виде сумм:

$$T = \bar{T} + \tau, \quad \Theta = \bar{\Theta} + \vartheta, \quad Q = \bar{Q} + q,$$

где $\bar{T}$, $\bar{\Theta}$, $\bar{Q}$ — среднесуточные значения температуры воздуха, воды, влажности воздуха; τ , ϑ , q — отклонения соответствующих величин от их среднесуточных значений. Последние и представляют непосредственный интерес. Поэтому из приведенной системы уравнений выделяются уравнения для отклонений (при этом используется система уравнений для среднесуточных величин). Тогда задача сводится к интегрированию уравнений:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = k \frac{\partial^2 \tau}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial \zeta^2}, \quad -\frac{r_1 a}{\rho c_1} \cos \omega t e^{-\alpha \zeta} \quad (2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = k \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (3)$$

при граничных условиях:

$$\tau(z, t)|_{z=\infty} = \vartheta(\zeta, t)|_{\zeta=\infty} = 0, \quad q(z, t)|_{z=\infty} = 0, \quad (4)$$

$$\tau(z, t)|_{z=0} = \vartheta(\zeta, t)|_{\zeta=0}, \quad (5)$$

$$q(z, t)|_{z=0} = \tau \frac{dq_{\max}}{dT} \Big|_{\tau=0} = \tilde{b} \tau, \quad (6)$$

$$-k \rho c_p \frac{\partial \tau}{\partial z} \Big|_{z=0} - a \rho_1 c_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0} - k L \rho \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0. \quad (7)$$

Поскольку решение системы будет периодическим, начальное условие не ставится.

Решение ищется в следующем виде:

$$\tau = c e^{i\gamma t + \beta z},$$

$$q = c_3 e^{i\gamma t + \beta z} \quad \text{для воздуха}$$

$$\text{и } \vartheta = (A_1 \cos \omega t + B_1 \sin \omega t) e^{-\alpha \zeta} + c_1 e^{i\gamma_1 t + \beta_1 \zeta} \quad \text{для воды,}$$

$$\gamma = \gamma_1 = \pm \omega, \quad \beta = \pm \sqrt{\frac{i\gamma}{k}}, \quad \beta_1 = \pm \sqrt{\frac{i\gamma_1}{a}}.$$

Подставляя эти решения в уравнения (1) — (3) и удовлетворяя условию на бесконечности, получаем:

$$\tau = e^{-\varphi z} [Ae^{i(\omega t - \varphi z)} + Be^{-i(\omega t - \varphi z)}], \quad (8)$$

$$q = e^{-\varphi z} [A_3 e^{i(\omega t - \varphi z)} + B_3 e^{-i(\omega t - \varphi z)}], \quad (9)$$

$$\vartheta = (A_1 \cos \omega t + B_1 \sin \omega t) e^{-\alpha z} + e^{-\varphi_1 z} [A_2 e^{i(\omega t - \varphi_1 z)} + B_2 e^{-i(\omega t - \varphi_1 z)}]. \quad (10)$$

Здесь

$$\varphi = \sqrt{\frac{\omega}{2k}}, \quad \varphi_1 = \sqrt{\frac{\omega}{2a}}, \quad A_1 = -\frac{r_1 a^2 \alpha^3}{\rho_1 c_1 (\omega^2 + a^2 \alpha^4)},$$

$$B_1 = \frac{r_1 \alpha \omega}{\rho_1 c_1 (\omega^2 + a^2 \alpha^4)}.$$

Постоянные интегрирования A , A_2 , A_3 , B , B_2 , B_3 определяются на основании граничных условий. Так, из условий (5) и (6)

$$A = \frac{A_1 i + B_1}{2i} + A_2, \quad B = \frac{A_1 i - B_1}{2i} + B_2,$$

$$A_3 = \tilde{b} A, \quad B_3 = \tilde{b} B.$$

В результате определение произвольных постоянных сводится к определению двух неизвестных комплексных величин A и B . Для этого полученные для τ , q и ϑ выражения подставляются в уравнения (7). Решение этого уравнения дает:

$$A = \frac{\lambda_1 \alpha + i(\lambda_1 \alpha - 2\lambda_1 \varphi_1)}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i + B_1),$$

$$B = -\frac{\lambda_1 \alpha + i(2\lambda_1 \varphi_1 - \lambda_1 \alpha)}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i - B_1),$$

$$A_2 = \frac{\lambda_1 \alpha + i(\lambda_1 \alpha + 2\lambda \varphi + 2\lambda_0 \tilde{b})}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i + B_1),$$

$$B_2 = -\frac{\lambda_1 \alpha - i(\lambda_1 \alpha + 2\lambda \varphi + 2\lambda_0 \tilde{b})}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i - B_1),$$

$$A_3 = \tilde{b} \frac{\lambda_1 \alpha + i(\lambda_1 \alpha - 2\lambda_1 \varphi_1)}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i + B_1),$$

$$B_3 = -\tilde{b} \frac{\lambda_1 \alpha + i(2\lambda_1 \varphi_1 - \lambda_1 \alpha)}{4(\lambda \varphi + \lambda_0 \tilde{b} + \lambda_1 \varphi_1)} (A_1 i - B_1).$$

Здесь

$$\lambda = k \rho c_p,$$

$$\lambda_0 = L k \rho,$$

$$\lambda_1 = \alpha \rho_1 c_1.$$

Соответствующие значения подставляются в уравнения (8) — (10) и после некоторых преобразований получаются следующие формулы для отклонений температуры и влажности от их среднесуточных значений:

$$\tau(t, z) = \frac{r_1 e^{-\varphi z}}{\sqrt{\omega} [\rho(c_p + L\tilde{b})\sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}]} \frac{\alpha \sqrt{(\varphi_1 - \alpha)^2 + \varphi_1^2}}{\sqrt{\omega^2 + a^2 \alpha^4}} \times$$

$$\times \sin(\psi + \omega t - \varphi z), \quad (11)$$

где

$$\psi = \operatorname{arctg} \left[\frac{\alpha (\omega + \alpha a^2) - 2\varphi_1 \alpha a^2}{\alpha (\alpha a^2 + \omega) + 2\varphi_1 \omega} \right],$$

$$\vartheta(t, \zeta) = (A_1 \cos \omega t + B_1 \sin \omega t) e^{-\alpha \zeta} +$$

$$+ e^{-\varphi_1 \zeta} \left\{ \frac{\lambda_1 \alpha (B_1 - A_1) - 2A_1 (\lambda \varphi + \lambda_0 \varphi \tilde{b})}{\sqrt{2\omega} [\rho (c_p + \tilde{L} \tilde{b}) \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}]} \cos (\omega t - \varphi_1 \zeta) - \right.$$

$$\left. - \frac{\lambda_1 \alpha (B_1 + A_1) + 2B_1 (\lambda \varphi + \lambda_0 \varphi \tilde{b})}{\sqrt{2\omega} [\rho (c_p + \tilde{L} \tilde{b}) \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}]} \sin (\omega t - \varphi_1 \zeta) \right\}. \quad (12)$$

Анализ формул показывает, что суточные колебания температуры зависят от амплитуды радиационного баланса, коэффициента ослабления (т. е. от прозрачности воды), турбулентности в атмосфере и коэффициента теплопроводности в воде. С высотой и глубиной колебания затухают. Причем скорость затухания колебаний в воде с глубиной определяется прозрачностью воды.

Из формулы (11) легко может быть получено как частный случай выражение для колебаний температуры над почвой. Действительно, при $\alpha \rightarrow \infty$ уравнение (11) принимает вид известного выражения для отклонений температуры над сушей

$$\tau(z, t) = \frac{r_1 e^{-\varphi z}}{\sqrt{\omega} [\rho (c_p + \tilde{L} \tilde{b}) \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}]} \sin \left(\frac{\pi}{4} + \omega t - \varphi z \right).$$

Это выражение отличается от уравнения (11) некоторым множителем, величина которого определяется коэффициентами ослабления и теплопроводности воды и всегда меньше 1. Это говорит о том, что суточный ход температуры над водой более сглажен, чем над сушей.

Колебания температуры в воде зависят от коэффициента ослабления в еще большей степени. Первый член правой части уравнения (12) имеет смысл добавки к колебаниям температуры воды за счет поглощения коротковолновой радиации. Он быстро убывает с увеличением коэффициента поглощения, что указывает на более быстрое затухание колебаний с глубиной в замутненной воде, чем в прозрачной. Практически этот член обращается в нуль при $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$ (что характерно для наиболее замутненной воды).

По полученным формулам были проведены расчеты. Для простоты расчетов предполагалось, что воздух над водой насыщен водяным паром и поэтому затраты тепла на испарение пренебрежимо малы.

Суточный ход температуры воды вычислялся на различных глубинах при разной степени замутненности воды.

На рис. 1 представлен суточный ход температуры поверхности воды для наиболее прозрачной воды ($\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$), наиболее замутненной ($\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$) и промежуточного состояния ($\alpha = 5 \text{ м}^{-1}$). Как и следовало ожидать, наибольшая амплитуда колебаний наблюдается при максимальных значениях коэффициента поглощения. При этом наблюдается и сдвиг по фазе. В прозрачной воде максимум сдвигается на более поздние часы. Это объясняется тем, что прозрачная вода, пропуская радиацию в глубинные слои, на поверхности нагревается очень медленно, в результате чего вклад теплопроводности оказывается малым. В замутненной воде большую роль играет теплопроводность, которая увеличивается с увеличением температуры поверхности и приводит к относи-

тельному охлаждению последней в результате оттока тепла к более глубоким слоям.

С глубиной картина существенно меняется (рис. 2, 3, 4). Амплитуда колебаний убывает с глубиной. Причем скорость ее убывания зависит от коэффициента поглощения двояко. С одной стороны, увеличение коэффициента поглощения усиливает в данном слое приток тепла за счет поглощения, что должно уменьшать скорость затухания амплитуды. С другой стороны, количество дошедшей до этого слоя радиации будет

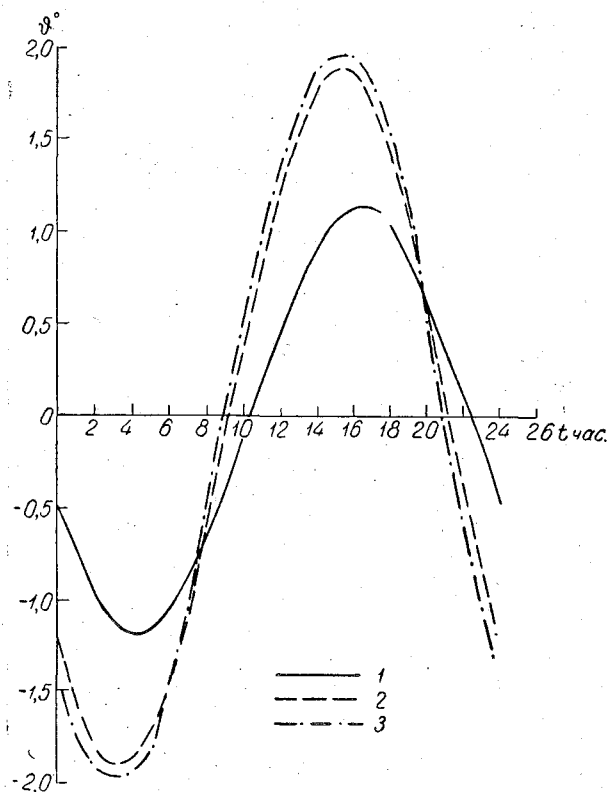


Рис. 1. Суточный ход температуры поверхности воды при различных коэффициентах ослабления.

1) $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$, 2) $\alpha = 5 \text{ м}^{-1}$, 3) $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$.

значительно уменьшено поглощением выше лежащих слоев. Это будет уменьшать амплитуду колебаний и, следовательно, увеличивать скорость их затухания. На каком-то уровне оба фактора уравниваются. Нетрудно определить этот уровень.

Если J — количество поглощенной в единице объема радиации, то на уровне, где действие этих факторов уравнивается, будет иметь место равенство

$$\frac{dJ}{d\alpha} = 0.$$

Но

$$J = \frac{dr}{d\zeta} = r_0(t) \alpha e^{-\alpha \zeta}.$$

Поэтому

$$\frac{dJ}{d\alpha} = r_0(t) [e^{-\alpha\zeta} - \alpha\zeta e^{-\alpha\zeta}] = 0.$$

Отсюда

$$e^{-\alpha\zeta} = \alpha\zeta e^{-\alpha\zeta} \quad \text{и} \quad \zeta = \frac{1}{\alpha},$$

т. е. чем больше коэффициент ослабления коротковолновой радиации, тем раньше достигается равновесие. Этим и объясняется выравнивание амплитуд (по абсолютному значению) на глубине 2 м при $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$

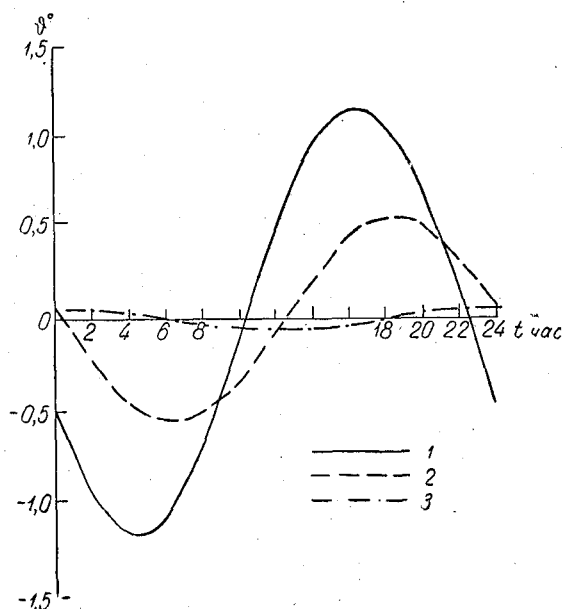


Рис. 2. Суточный ход температуры воды при $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$ на различных глубинах.

1) $\zeta = 0$, 2) $\zeta = 2 \text{ м}$, 3) $\zeta = 5 \text{ м}$.

и $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$, в то время как на поверхности амплитуда при $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$ в два раза больше амплитуды при $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$.

Еще больше сказывается влияние прозрачности на сдвиг по фазе с глубиной относительно поверхности. Если на поверхности максимальное значение отклонений от среднесуточной амплитуды наблюдалось при $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$ на 2 часа раньше, чем при $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$, то на глубине 2 м максимум наступает на 2—3 часа позднее при $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$, чем при $\alpha = 1 \text{ м}^{-1}$. В прозрачной воде сдвиг по фазе на глубине 2 м относительно поверхности равен 2 час., в то время как в замутненной воде он составляет 4,5 часа. Это также, очевидно, можно объяснить большей ролью теплопроводности в замутненной воде, большим притоком тепла от поверхности, в то время как приток коротковолновой радиации уже уменьшается.

На глубине 10 м суточный ход практически отсутствует при любом коэффициенте поглощения.

Таким образом, суточный ход метеоэлементов, если деятельной поверхностью является вода, зависит главным образом от амплитуды радиационного баланса, коэффициента теплопроводности и коэффициента

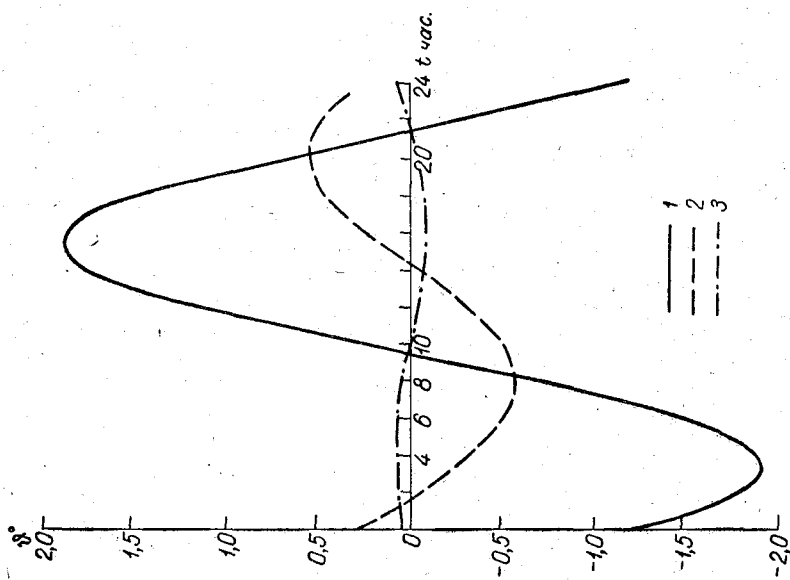


Рис. 3. Суточный ход температуры воды при $\alpha = 5 \text{ м}^{-1}$ на различных глубинах.
1) $\zeta = 0$ м, 2) $\zeta = 2$ м, 3) $\zeta = 5$ м.

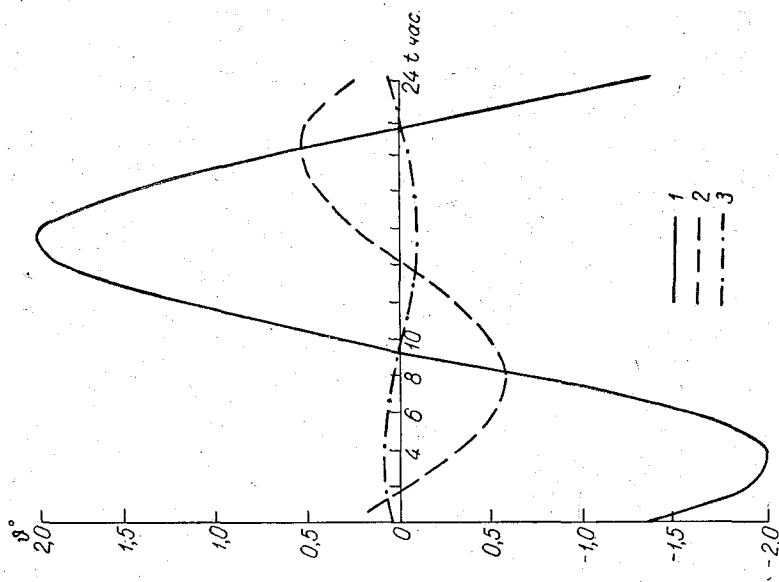


Рис. 4. Суточный ход температуры воды при $\alpha = 10 \text{ м}^{-1}$.
1) $\zeta = 0$ м, 2) $\zeta = 2$ м, 3) $\zeta = 5$ м.

поглощения в воде. На поверхности он более ярко выражен при больших коэффициентах поглощения. На глубинах, напротив, суточный ход лучше прослеживается в прозрачной воде.

Кроме суточного хода температуры и влажности, проанализирован суточный ход компонентов теплового баланса поверхности воды.

Согласно уравнению (7), формулы для отклонений турбулентных потоков от среднесуточных значений записываются в виде:

$$P' = -k\rho c_p \frac{\partial \tau}{\partial z} \Big|_{z=0},$$

$$LE' = -k\rho L \frac{\partial q}{\partial z} \Big|_{z=0},$$

$$B' = -a\rho_1 c_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \Big|_{z=0}.$$

Если в эти уравнения подставить значения τ , q и ϑ из уравнений (11) — (12), то

$$P' = k\rho c_p \frac{\varphi r_1 a \alpha \sqrt{(\varphi_1 - \alpha)^2 + \varphi_1^2}}{\sqrt{\omega} [c_p + \tilde{L}b] \sqrt{k} + \rho_1 c_1 \sqrt{a}} \frac{1}{\sqrt{\omega^2 + a^2 \alpha^4}} [\sin(\psi + \omega t) + \cos(\psi + \omega t)],$$

$$LE' = \frac{L}{c_p} \tilde{b} P',$$

$$B' = a\rho_1 c_1 \{ \alpha (A_1 \cos \omega t + B_1 \sin \omega t) + \varphi_1 [(M - N) \cos \omega t - (M + N) \sin \omega t] \},$$

где

$$M = \frac{(B_1 - A_1) \lambda_1 \alpha - 2\lambda \varphi A_1}{2(\lambda \varphi + \lambda_1 \varphi_1)}, \quad N = \frac{(A_1 + B_1) \lambda_1 \alpha + 2\lambda \varphi B_1}{2(\lambda \varphi + \lambda_1 \varphi_1)}.$$

По этим формулам и были рассчитаны суточные колебания турбулентных потоков.

Суточный ход радиационного баланса на поверхности определялся по уравнению

$$r = r_1 \cos \omega t \Big|_{z=0}.$$

Результат расчета для воды с малым коэффициентом поглощения представлен в табл. 1.

Таблица 1

Значения отклонений компонентов теплового баланса от их среднесуточных значений (кал/см² мин.)

	t час.											
	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6	8	10
r	1,0	0,87	0,50	0,00	0,50	0,87	1,0	0,87	0,50	0,00	0,50	0,87
P'	0,017	0,018	0,014	0,006	0,003	0,012	0,017	0,018	0,014	0,006	0,003	0,012
LE'	0,008	0,009	0,007	0,003	0,001	0,006	0,008	0,009	0,007	0,003	0,001	0,006
B'	0,029	0,019	0,014	0,005	0,014	0,029	0,029	0,019	0,014	0,005	0,014	0,029
$P' + LE' + B'$	0,054	0,046	0,035	0,014	0,018	0,047	0,054	0,046	0,035	0,014	0,016	0,047

Примечание. В 20, 22, 24, 2, 4 и 6 час. значения отклонений всех компонентов отрицательные.

В работе принималось, что положительное направление потоков совпадает с положительным направлением вертикальных осей. Анализ данных табл. 1 показывает, что большие амплитуды потоков радиации в течение суток не вызывают заметных колебаний турбулентных потоков тепла. Очевидно, это объясняется тем, что радиационное тепло распределяется по довольно толстому слою, благодаря чему не создается больших перепадов температуры, которые могли бы способствовать развитию больших потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колесников А. Г. Вычисление суточного хода температуры поверхности моря. Докл. АН СССР, т. 57, № 2, 1947.
2. Колесников А. Г. Вычисление суточного хода температуры моря по тепловому балансу на его поверхности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1954.
3. Колесников А. Г., Пивоварова З. И. Вычисление суточного хода температуры моря по суммарной радиации и температуре воздуха. Докл. АН СССР, т. 102, № 2, 1955.
4. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Гидрометеиздат, Л., 1955.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Часы	Облач- ность	S	S'	D	Q	R_K	A_K	B_d	B
Серия 1, 5—6/IX									
7	0/0	0,81	0,23	0,11	0,34	0,13	0,37	-0,13	0,08
9	0/0	1,13	0,69	0,17	0,86	0,28	0,32	-0,21	0,37
11	0/0	1,25	0,99	0,19	1,18	0,36	0,30	-0,29	0,54
13	0/0	1,25	1,00	0,20	1,20	0,37	0,31	-0,31	0,52
15	0/0	1,17	0,70	0,15	0,85	0,33	0,33	-0,26	0,31
17	0/0	0,81	0,22	0,09	0,32	0,11	0,36	-0,19	0,01
19	0/0	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,11	-0,11
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
5	0/0	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,09	-0,09
7	0/0	0,74	0,21	0,11	0,32	0,12	0,36	-0,11	0,08
Серия 2, 8—9/IX									
7	0/0	0,71	0,20	0,13	0,33	0,12	0,36	-0,14	0,07
9	0/0	1,03	0,61	0,21	0,82	0,28	0,34	-0,19	0,35
11	0/0	1,02	0,80	0,31	1,10	0,36	0,32	-0,20	0,54
13	0/0	1,01	0,79	0,30	1,09	0,35	0,32	-0,19	0,55
15	0/0	0,98	0,57	0,24	0,85	0,27	0,32	-0,24	0,33
17	0/0	0,50	0,13	0,13	0,26	0,09	0,34	-0,18	-0,01
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,12	-0,12
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,07	-0,07
7	0/0	0,76	0,21	0,12	0,34	0,13	0,39	-0,12	0,12
Серия 3, 11—12/IX									
7	0/0	0,89	0,24	0,10	0,34	0,12	0,37	-0,12	0,10
9	0/0	1,24	0,73	0,13	0,87	0,29	0,33	-0,19	0,39
11	0/0	1,31	1,02	0,15	1,18	0,37	0,31	-0,30	0,51
13	0/0	1,32	1,04	0,15	1,19	0,37	0,31	-0,30	0,52
15	0/0	1,16	0,67	0,14	0,81	0,27	0,33	-0,23	0,31
17	0/0	0,63	0,16	0,09	0,24	0,09	0,36	-0,19	-0,02
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,07	-0,08
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
7	0/0	0,84	0,22	0,10	0,33	0,12	0,36	-0,11	0,10
Серия 4, 13—14/IX									
7	0/0	0,61	0,17	0,14	0,30	0,11	0,35	-0,11	0,09
9	0/0	1,00	0,59	0,22	0,81	0,28	0,34	-0,19	0,34
11	0/0	1,15	0,89	0,24	1,13	0,36	0,32	-0,30	0,47

Часы	Облач- ность	S	S'	D	Q	R _к	A _к	B _д	B
13	0/0	1,16	0,89	0,23	1,13	0,37	0,33	-0,30	0,46
15	0/0	1,00	0,56	0,20	0,76	0,26	0,35	-0,25	0,25
17	0/0	0,49	0,11	0,11	0,20	0,09	0,41	-0,18	-0,05
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,12	-0,12
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
7	0/0	0,71	0,18	0,11	0,29	0,11	0,37	-0,10	0,08

Серия 5, 15—16/IX

7	0/0	0,86	0,22	0,09	0,31	0,12	0,41	-0,12	0,07
9	0/0	1,29	0,75	0,13	0,88	0,30	0,34	-0,25	0,33
11	0/0	1,36	1,04	0,16	1,20	0,39	0,32	-0,32	0,49
13	0/0	1,31	0,99	0,16	1,14	0,38	0,33	-0,31	0,45
15	0/0	1,20	0,66	0,14	0,80	0,29	0,36	-0,25	0,26
17	0/0	0,61	0,15	0,10	0,25	0,10	0,40	-0,19	-0,05
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,11	-0,11
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,07	-0,07
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,07	-0,07
7	0/0	0,70	0,18	0,11	0,28	0,11	0,39	-0,11	0,07

Серия 6, 17—18/IX

7	0/0	0,63	0,16	0,12	0,28	0,11	0,39	-0,11	0,06
9	0/0	1,04	0,59	0,20	0,79	0,27	0,34	-0,19	0,32
11	0/0	1,18	0,89	0,21	1,10	0,37	0,33	-0,24	0,50
13	0/0	1,21	0,91	0,20	1,12	0,38	0,33	-0,26	0,48
15	0/0	1,03	0,56	0,21	0,77	0,28	0,36	-0,22	0,27
17	0/0	0,54	0,12	0,09	0,21	0,08	0,38	-0,16	-0,03
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,12	-0,12
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
7	0/0	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03

Серия 7, 20—21/IX

7	0/0	0,79	0,19	0,10	0,28	0,11	0,39	-0,12	0,06
9	0/0	1,16	0,65	0,16	0,81	0,28	0,34	-0,22	0,31
11	0/0	1,27	0,94	0,17	1,12	0,37	0,33	-0,28	0,47
13	0/0	1,32	0,98	0,16	1,13	0,38	0,33	-0,25	0,50
15	0/0	1,22	0,64	0,12	0,77	0,28	0,36	-0,27	0,23
17	0/0	0,66	0,14	0,07	0,21	0,08	0,41	-0,16	-0,03
19	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,11	-0,11
21	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,10	-0,10
23	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,09	-0,09
1	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
3	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
5	0/0	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,08
7	0/0	0,92	0,23	0,07	0,30	0,12	0,40	-0,11	0,07

Часы	Облач- ность	S	S'	D	Q	R _K	A _K	B _d	B
Серия 8, 22—23/IX									
7	0/0	0,80	0,18	0,09	0,27	0,10	0,38	—0,11	0,05
9	0/0	1,21	0,67	0,14	0,81	0,28	0,34	—0,19	0,35
11	0/0	1,27	0,94	0,18	1,13	0,36	0,31	—0,27	0,50
13	0/0	1,30	0,94	0,16	1,07	0,37	0,33	—0,21	0,51
15	0/0	1,18	0,61	0,13	0,75	0,27	0,36	—0,20	0,27
17	0/0	0,48	0,10	0,08	0,16	0,07	0,38	—0,18	—0,07
19	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,12	—0,12
21	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,11	—0,11
23	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,10	—0,10
1	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,09	—0,09
3	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,08	—0,08
5	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,08	—0,08
7	0/0	—	—	—	—	—	—	—	—
Серия 9, 24—25/IX									
7	0/0	0,66	0,16	0,10	0,26	0,10	0,38	—0,10	0,08
9	0/0	1,02	0,56	0,16	0,76	0,27	0,35	—0,13	0,36
11	0/0	1,04	0,75	0,28	1,04	0,35	0,34	—0,16	0,53
13	2/0 Ас	1,05	0,76	0,27	1,03	0,36	0,35	—0,21	0,44
15	7/0 Ас	0,63	0,33	0,32	0,68	0,17	0,28	—0,24	0,23
17	9/0 Ас	0,18	0,03	0,16	0,19	—0,08	0,41	—0,13	—0,01
19	2/0 Ас	—	—	—	—	—	—	—0,09	—0,09
21	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,09	—0,09
23	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,08	—0,08
1	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,08	—0,08
3	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,07	—0,07
5	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,08	—0,08
7	0/0	0,40	0,09	0,13	0,22	0,08	0,38	—0,11	0,03
Серия 10, 26—27/IX									
7	0/0	0,48	0,11	0,12	0,23	0,09	0,38	—0,10	0,03
9	0/0	0,99	0,53	0,22	0,75	0,26	0,34	—0,20	0,29
11	0/0	1,11	0,80	0,26	1,06	0,34	0,32	—0,29	0,42
13	0/0	1,10	0,79	0,25	1,04	0,35	0,33	—0,32	0,37
15	0/0	0,88	0,44	0,22	0,66	0,23	0,35	—0,23	0,19
17	0/0	0,23	0,04	0,06	0,14	0,05	0,37	—0,15	—0,06
19	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,09	—0,09
21	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,07	—0,07
23	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,07	—0,07
1	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,07	—0,07
3	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,07	—0,07
5	0/0	—	—	—	—	—	—	—0,06	—0,06
7	0/0	0,50	0,08	0,11	0,22	0,09	0,39	—0,08	0,03

Таблица II

ТЕМПЕРАТУРА ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ (по срочным термометрам)

№ серий	Часы												
	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7
1	20,8	39,6	54,8	58,3	52,1	37,7	26,1	23,1	20,7	19,0	17,3	14,0	22,0
2	21,7	38,4	48,1	50,8	45,2	33,5	24,0	19,6	16,4	15,0	12,6	11,2	20,3
3	16,8	34,4	48,5	52,6	46,3	32,5	21,2	16,4	14,4	14,3	14,7	14,5	18,8
4	19,0	37,1	50,7	54,7	49,6	36,5	24,1	19,9	16,8	15,2	13,3	12,8	21,0
5	17,0	35,0	50,2	54,1	48,0	34,2	20,4	15,5	13,8	11,6	10,2	9,0	17,3
6	17,7	35,1	45,7	50,4	46,1	33,9	23,0	18,8	18,9	17,0	16,1	13,9	19,2
7	13,1	32,7	43,2	50,0	43,7	30,7	18,4	13,3	10,6	9,1	7,9	6,0	14,3
8	14,4	32,2	46,5	50,1	43,8	31,1	21,6	17,6	15,1	12,6	9,2	7,3	15,0
9	14,7	31,3	40,0	43,4	40,0	30,5	21,6	19,2	15,8	13,7	10,8	11,0	14,6
10	13,4	32,8	46,6	49,6	41,2	29,1	19,1	16,4	13,6	12,5	11,4	10,0	14,8

Таблица III

ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ

Часы	Глубины (см)								
	0	2	5	10	15	20	40	80	160
Серия 1, 5—6/IX									
7	22,8	20,6	22,5	25,4	27,2	28,4	28,8	28,0	26,0
9	39,8	27,8	25,9	25,8	26,8	27,6	28,9	28,2	26,0
11	54,0	37,2	32,0	28,5	27,4	27,8	28,8	28,2	26,0
13	58,4	44,1	37,5	32,2	29,0	28,2	28,6	28,0	26,3
15	52,1	45,1	40,3	34,7	31,0	29,6	28,6	28,2	26,0
17	40,1	40,7	38,4	35,3	32,2	30,5	28,2	28,6	26,2
19	30,2	35,0	36,1	35,4	32,0	30,6	28,2	27,8	25,6
21	23,2	29,2	31,6	32,1	31,6	30,7	28,2	27,9	25,6
23	20,6	26,3	29,0	30,6	30,8	30,6	28,4	27,6	25,5
1	19,4	23,6	27,2	29,1	29,8	30,0	28,6	27,4	25,5
3	17,6	22,9	25,8	27,8	29,2	29,5	28,7	27,8	25,6
5	13,6	20,2	23,4	27,0	28,0	28,6	28,6	28,0	25,6
7	21,6	20,6	23,1	25,6	27,5	28,4	28,6	27,8	25,7
Серия 2, 8—9/IX									
7	23,4	21,4	23,4	25,6	27,2	28,2	28,6	27,5	25,6
9	37,2	27,4	26,0	26,0	26,9	27,8	28,5	27,7	25,6
11	46,4	35,0	30,8	28,2	27,2	27,6	28,4	27,8	25,6
13	50,8	40,4	35,1	30,9	28,5	28,1	28,4	27,8	25,8
15	47,1	42,0	38,2	33,4	30,2	29,0	28,4	28,0	26,0
17	34,7	37,2	36,3	33,6	30,8	29,4	28,0	27,8	25,6
19	25,0	31,2	32,8	32,6	31,2	30,2	29,0	27,6	25,5
21	20,2	27,2	30,2	31,2	31,0	30,4	28,6	28,0	26,0
23	17,0	23,1	27,3	29,2	29,9	29,9	28,4	27,8	26,0
1	15,2	21,8	24,8	27,6	28,9	29,2	28,4	27,5	25,6
3	13,5	20,0	23,6	26,4	28,4	29,0	28,7	28,5	26,2
5	11,6	18,2	21,8	25,0	26,9	27,8	28,4	27,8	25,6
7	20,8	19,1	21,0	23,8	26,1	27,8	28,3	27,6	25,7
Серия 3, 11—12/IX									
7	19,2	16,3	18,6	21,8	24,4	25,8	27,6	27,7	26,0
9	34,4	24,1	22,0	22,3	23,9	25,5	27,6	27,7	26,3
11	43,8	33,3	28,4	25,0	24,4	25,2	27,4	27,6	26,0
13	46,8	39,4	33,6	28,4	25,8	25,8	26,8	27,4	25,6
15	43,3	40,5	36,0	31,0	27,5	26,4	26,6	27,2	25,6
17	33,2	36,0	35,0	31,8	28,8	27,2	26,6	27,1	25,6
19	22,5	30,0	31,6	31,2	29,6	28,4	26,8	27,3	25,8
21	17,5	25,3	28,2	29,3	29,2	28,6	26,9	27,4	25,9
23	15,8	22,1	25,2	27,4	28,2	28,2	27,1	27,1	25,8
1	13,6	19,9	22,9	25,9	27,2	27,6	27,1	27,0	25,9
3	11,6	18,2	21,4	24,4	26,3	26,8	27,0	26,8	25,7
5	9,5	16,5	20,1	23,3	25,4	26,4	27,2	27,0	25,8
7	19,2	17,2	19,5	22,5	24,8	26,2	27,4	27,3	26,0
Серия 4, 13—14/IX									
7	18,8	17,5	19,5	22,4	24,7	25,8	26,8	26,7	25,5
9	34,7	25,1	23,0	23,0	24,5	25,6	27,1	27,0	25,8
11	49,2	34,4	29,0	25,6	24,8	25,3	26,8	26,8	25,7

Часы	Глубины (см)								
	0	2	5	10	15	20	40	80	160
13	54,8	41,2	34,9	29,4	26,4	25,8	26,8	27,0	25,7
15	51,4	43,2	38,1	32,2	28,4	26,9	26,6	26,9	25,7
17	38,4	39,4	37,5	33,4	29,8	28,0	26,7	27,0	25,6
19	25,7	32,2	33,7	32,6	30,6	29,0	26,8	27,0	25,9
21	20,2	27,6	30,0	30,8	30,0	29,2	26,8	26,9	25,8
23	17,4	23,9	26,9	28,8	29,0	28,7	26,8	26,6	25,5
1	15,5	21,6	24,5	27,0	28,0	28,2	27,0	26,6	25,5
3	12,8	19,4	22,5	24,8	27,0	27,5	26,9	26,6	25,4
5	12,2	18,0	21,2	24,2	26,2	26,9	27,0	26,6	25,4
7	19,4	18,5	20,5	23,4	25,4	26,4	27,0	26,7	25,5

Серия 5, 15—16/IX

7	17,0	16,7	19,1	22,3	24,7	25,8	26,9	26,8	25,4
9	33,8	23,9	22,3	22,6	24,2	25,2	26,8	26,6	25,4
11	49,2	34,1	27,9	25,3	24,6	25,2	26,8	26,6	25,4
13	53,2	40,8	34,6	29,2	26,2	25,6	26,8	26,6	25,5
15	48,4	42,0	37,3	31,8	28,0	26,6	26,4	26,6	25,5
17	35,6	37,7	36,1	32,8	29,2	27,7	26,4	26,6	25,4
19	20,9	29,5	31,7	31,6	29,6	28,0	26,0	26,2	25,2
21	16,3	24,5	27,7	29,4	29,3	28,4	26,4	26,5	25,4
23	14,2	21,3	24,6	27,1	28,0	28,0	26,5	26,2	25,2
1	11,5	19,0	22,2	25,4	27,2	27,6	26,6	26,4	25,3
3	10,0	17,2	20,6	24,2	26,1	26,8	26,7	26,8	25,2
5	8,9	15,4	19,0	22,6	25,0	26,1	26,8	26,3	25,2
7	16,8	16,2	18,5	21,8	24,2	25,5	26,8	26,4	25,3

Серия 6, 17—18/IX

7	16,9	17,6	20,0	22,8	24,8	25,8	27,1	26,3	25,2
9	33,6	24,4	22,9	23,0	24,4	25,4	26,6	26,4	25,4
11	45,6	33,2	28,7	25,6	24,8	25,2	26,5	26,5	25,4
13	50,4	39,2	33,2	28,4	26,0	25,5	26,4	26,4	25,2
15	47,7	40,7	36,4	31,2	27,8	26,7	26,3	26,5	24,9
17	36,1	37,2	35,8	32,3	29,2	28,0	26,3	26,5	25,4
19	24,0	30,2	31,9	31,2	29,4	28,1	26,2	26,2	25,2
21	19,4	25,7	28,5	29,4	29,1	28,1	26,2	26,3	25,2
23	18,8	23,4	25,9	27,8	28,0	28,0	26,4	26,1	25,1
1	17,4	22,2	24,8	26,5	27,4	27,4	26,6	26,2	25,2
3	16,4	20,9	23,2	25,3	26,6	26,9	26,6	26,2	25,1
5	13,8	19,3	22,0	24,4	25,7	26,4	26,4	26,2	25,2
7	18,3	19,0	21,2	23,6	25,2	25,6	26,6	26,2	25,2

Серия 7, 20—21/IX

7	15,7	14,6	17,1	20,5	23,0	24,4	26,0	26,0	25,1
9	33,6	22,0	20,1	20,8	22,5	23,9	25,8	25,9	25,1
11	46,1	31,6	26,9	23,6	23,0	23,7	25,6	26,0	25,1
13	49,2	37,6	32,5	27,1	24,4	24,2	25,6	26,1	25,2
15	45,0	38,8	35,3	29,8	26,3	25,2	25,4	26,1	25,3
17	31,4	35,0	34,2	30,7	27,6	26,2	25,4	25,9	25,1
19	18,4	27,2	29,1	29,6	28,2	26,9	25,4	26,0	25,2
21	13,9	22,1	25,6	27,5	27,5	27,0	25,6	25,9	25,1
23	11,2	19,2	22,7	25,6	26,8	26,8	26,1	26,0	25,2
1	9,4	16,7	20,2	23,7	25,4	26,0	25,7	25,8	25,0
3	7,8	14,6	18,3	22,0	24,2	25,4	25,7	25,7	25,0
5	6,2	13,4	17,2	21,2	23,7	25,0	26,0	26,0	25,2
7	15,2	13,6	16,3	19,8	22,6	24,0	25,8	25,8	25,1

Часы	Глубина (см)								
	0	2	5	10	15	20	40	80	160
Серия 8, 22-23/IX									
7	13,8	14,3	16,9	20,1	22,6	24,0	25,4	25,6	25,0
9	32,4	21,2	19,8	20,2	22,0	23,0	25,3	25,5	25,1
11	46,8	30,9	26,4	23,0	22,6	23,2	25,2	25,7	25,1
13	50,3	37,6	31,6	26,8	24,1	23,7	25,0	25,7	25,0
15	46,2	39,4	34,6	29,6	26,0	24,7	25,1	25,7	25,2
17	33,4	35,6	33,6	30,7	27,7	25,8	25,0	25,7	25,2
19	23,0	28,8	30,4	29,8	28,2	26,8	25,2	25,9	25,4
21	18,3	24,6	27,2	28,0	27,4	26,6	25,1	25,5	25,2
23	16,1	21,8	24,6	26,2	26,6	26,4	25,2	25,5	25,0
1	13,6	19,8	22,9	24,9	26,0	26,2	25,6	25,7	25,3
3	10,0	17,2	20,7	23,4	24,8	25,4	25,4	25,0	25,0
5	7,7	14,9	18,8	22,0	23,4	24,8	25,4	25,2	25,0
7	13,3	14,4	17,6	21,1	23,0	24,2	25,4	25,4	25,0

Серия 9, 24-25/IX									
7	14,9	15,8	18,6	21,4	23,4	24,4	25,4	25,4	24,9
9	31,0	22,2	21,0	21,4	22,8	24,0	25,4	25,4	25,0
11	40,4	29,9	26,1	23,6	23,2	23,8	25,4	25,5	25,0
13	45,0	34,9	30,6	26,4	24,3	24,2	25,2	25,5	25,0
15	40,2	36,2	32,6	28,9	25,9	25,0	25,2	25,6	25,2
17	32,2	33,6	32,0	29,6	26,8	25,6	25,0	25,4	25,0
19	22,6	27,8	29,2	28,8	27,2	26,1	24,8	25,4	24,9
21	19,7	24,4	26,4	27,4	27,1	26,4	25,2	25,6	25,1
23	16,5	21,7	24,2	26,0	26,3	26,2	25,2	25,4	24,8
1	14,2	19,6	22,0	24,6	25,4	25,6	25,2	25,2	24,8
3	11,8	17,8	20,9	23,4	24,9	25,5	25,5	25,4	25,1
5	11,2	16,4	19,5	22,2	24,0	24,8	25,4	25,4	25,0
7	14,4	16,0	18,6	21,2	23,2	24,2	25,2	25,2	24,8

Серия 10, 26-27/IX									
7	13,6	13,6	16,0	19,4	21,8	23,2	24,8	25,2	24,8
9	32,2	21,0	19,4	19,6	21,4	22,6	24,8	25,2	24,8
11	45,8	31,0	25,9	22,4	21,9	22,6	24,8	25,4	24,9
13	48,6	37,3	31,3	26,0	23,4	23,0	24,4	25,2	24,8
15	43,0	38,2	34,0	29,2	25,5	24,4	24,6	25,4	25,0
17	30,2	33,4	32,4	29,6	26,6	25,0	24,4	25,2	24,9
19	20,3	26,7	28,5	28,6	26,9	25,7	24,4	25,2	24,8
21	17,4	23,4	25,4	27,4	26,9	26,0	24,7	25,2	24,9
23	14,4	20,5	22,8	24,8	25,6	25,4	24,4	24,9	24,6
1	12,8	18,6	21,3	23,7	24,9	25,2	24,8	25,2	24,8
3	11,8	17,1	19,7	22,4	24,1	24,8	25,1	25,3	24,8
5	10,2	15,8	18,3	21,2	23,4	24,3	24,8	25,0	24,6
7	14,7	15,2	17,4	20,4	22,4	23,4	24,6	25,0	24,6

Таблица IV

НАПРАВЛЕНИЕ ВЕТРА НА ВЫСОТЕ 8 м

Часы	№ серий									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
7	ЗСЗ	ССЗ	СЗ	СВ	ССЗ	С	ССЗ	ССВ	ЮЮЗ	ЗСЗ
8	В	С	ССЗ	ВСВ	ССЗ	В	ССВ	ССВ	ЗЮЗ	СВ
9	ССВ	С	ССЗ	ВСВ	ССВ	ССВ	СВ	ССВ	ЗСЗ	Ю
10	ССЗ	ССЗ	ССЗ	ВСВ	ССВ	ССВ	ССВ	ССВ	ЗСЗ	ЮВ
11	ССВ	ССВ	ССВ	СВ	ССВ	ССВ	ССВ	ССВ	ССЗ	перем.

Часы	№ серий									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
12	CB	CCB	CC3	BCB	CCB	CCB	CCB	CCB	3C3	CB
13	CCB	CCB	CCB	B	CCB	CCB	CC3	CCB	CC3	ВЮВ
14	CCB	CCB	BCB	BCB	CCB	CCB	CC3	CCB	СЗ	В
15	С	CCB	CB	BCB	CCB	С	CCB	CCB	3C3	BCB
16	CC3	С	CCB	CB	BCB	CCB	CB	CB	3C3	BCB
17	С	CC3	CCB	CCB	В	С	CB	CCB	3C3	BCB
18	CC3	С	С	CCB	В	С	ЮВ	С	3C3	В
19	CC3	С	С	BCB	Ю	CCB	ЮВ	С	СЗ	В
20	С	CCB	С	В	Ю	CCB	CC3	CC3	CC3	В
21	С	CCB	С	В	ЮЮЗ	CCB	С	CC3	CC3	ВЮВ
22	CC3	С	С	CB	ЮЮЗ	CCB	С	CC3	CC3	ЮВ
23	CC3	С	CC3	С	ЗЮЗ	CCB	С	CC3	CC3	ЮВ
24	CC3	С	С	С	CC3	CCB	С	CC3	CC3	ЮЮЗ
1	CC3	С	С	С	С	С	CB	CC3	С	CB
2	CC3	С	С	С	С	CC3	CCB	С	CCB	В
3	CC3	3C3	CCB	CCB	CB	CC3	ЮЗ	CB	CC3	ЮВ
4	CC3	3C3	CCB	С	CB	CC3	С	Ю	CC3	ЮВ
5	CC3	СЗ	С	С	В	CC3	С	С	CC3	ЮВ
6	С	СЗ	С	С	ЮВ	CC3	CCB	С	CC3	ВЮВ
7	CC3	3C3	CB	CCB	Ю	CC3	CB	В	CC3	В

Таблица V

СКОРОСТЬ ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

Часы	Высота (м)								
	0,125	0,25	0,25	0,50	1	2	4,8	8,2	13,2

Серия 1, 5—6/IX

7	0,4	0,5	—	0,4	0,8	0,8	—	0,8	1,0
9	1,3	1,4	—	—	1,8	1,9	2,1	—	2,2
11	1,3	1,4	—	1,5	1,8	2,0	2,1	2,2	2,3
13	1,5	1,8	—	2,0	2,6	2,8	3,1	3,2	3,2
15	2,4	2,4	—	2,9	3,6	4,1	4,3	4,5	4,7
17	3,3	3,6	—	4,0	5,1	6,1	6,1	6,6	7,4
19	1,2	1,3	—	1,5	2,0	2,4	3,2	3,8	5,1
21	1,7	1,8	—	1,8	2,3	2,7	2,9	3,8	5,0
23	1,9	2,1	—	2,4	3,0	3,6	4,1	4,1	5,5
1	2,2	2,4	—	2,7	3,4	4,0	4,4	5,3	5,9
3	2,5	2,8	—	3,1	3,9	4,6	5,2	5,0	6,6
5	0,6	0,6	—	0,7	1,2	1,5	2,0	2,3	2,9
7	1,0	1,1	—	1,1	1,5	1,8	1,9	2,0	2,2

Серия 2, 8—9/IX

7	2,9	3,2	—	3,7	4,6	5,3	5,7	5,6	6,5
9	2,4	2,6	—	2,9	3,6	4,0	4,1	4,4	4,7
11	4,0	4,4	—	5,0	6,1	6,7	7,6	7,7	8,1
13	3,4	3,9	—	4,5	5,2	5,8	6,3	6,6	6,8
15	3,8	4,3	—	—	5,8	6,5	6,9	7,1	7,7
17	4,1	4,6	—	4,8	6,2	7,0	7,4	6,8	8,6
19	2,2	2,5	—	2,7	3,4	3,8	3,8	3,9	5,6
21	0,8	0,9	—	1,1	1,5	1,8	2,4	3,6	4,2
23	0,9	1,0	—	1,2	1,6	1,9	2,4	2,9	4,3
1	1,1	1,3	—	1,5	1,8	2,1	2,7	3,2	4,3
3	0,7	0,9	—	1,1	1,5	1,7	2,2	2,5	2,8
5	0,4	0,4	—	0,5	0,8	1,0	1,6	2,2	3,1
7	1,4	1,6	—	1,7	2,2	2,3	2,6	2,8	2,9

Часы	Высота (м)								
	0,125	0,25	0,25	0,50	1	2	4,8	8,2	13,2

Серия 3, 11—12/IX

7	2,0	2,4	2,4	2,6	3,2	3,6	3,9	4,0	4,2
9	1,7	2,0	2,1	2,2	2,6	2,8	2,9	3,0	3,2
11	2,0	2,4	2,3	2,5	3,0	3,2	3,2	3,3	3,6
13	2,0	2,4	2,3	2,4	2,9	3,1	3,3	3,4	3,4
15	1,6	1,8	1,8	1,9	2,3	2,4	2,6	2,7	2,7
17	2,0	2,5	2,4	2,5	3,2	3,6	3,6	3,8	4,2
19	1,1	1,4	1,4	1,4	1,9	2,2	2,7	2,8	4,3
21	0,6	0,8	0,9	0,9	1,3	1,6	2,2	2,5	4,0
23	1,2	1,5	1,5	1,7	2,1	2,5	3,3	4,0	5,2
1	1,0	1,2	1,1	1,3	1,6	1,9	2,4	2,9	4,2
3	0,5	0,6	0,6	0,6	1,0	1,3	1,8	2,6	3,6
5	0,8	0,9	1,0	1,0	1,4	1,7	2,1	2,6	3,5
7	1,1	1,3	1,3	1,4	1,6	1,8	1,9	2,0	2,2

Серия 4, 13—14/IX

7	1,3	1,5	1,5	1,6	1,9	2,2	2,2	2,3	2,3
9	1,3	1,5	1,4	1,5	1,8	2,0	2,2	2,1	2,2
11	1,7	2,0	2,0	2,1	2,5	2,7	2,8	2,9	3,0
13	1,6	2,0	1,9	2,0	2,4	2,6	2,7	2,8	2,9
15	1,4	1,8	1,7	1,9	2,3	2,4	2,6	2,6	2,6
17	2,0	2,3	2,2	2,5	3,0	3,4	3,8	4,3	4,2
19	0,8	1,3	1,3	1,4	1,9	2,2	3,0	3,8	4,3
21	0,0	0,5	0,5	0,7	1,1	1,5	2,3	2,9	3,3
23	0,4	0,7	0,7	0,8	1,2	1,5	1,9	2,6	4,0
1	0,8	1,2	1,2	1,2	1,6	2,2	2,4	3,1	4,5
3	0,5	0,6	0,7	0,8	1,2	1,6	2,4	3,0	3,5
5	1,0	1,3	1,3	1,4	1,8	2,2	2,8	3,5	5,1
7	0,2	0,5	0,5	0,4	0,6	0,6	0,7	0,9	1,2

Серия 5, 15—16/IX

7	1,3	1,5	1,5	1,7	1,9	2,2	2,6	2,8	2,9
9	1,2	1,3	1,3	1,4	1,6	1,7	1,7	1,8	1,9
11	0,9	1,0	1,0	1,1	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4
13	1,4	1,6	1,6	1,7	1,9	2,1	2,2	2,3	2,3
15	1,6	1,9	1,8	2,0	2,2	2,5	2,6	2,6	2,7
17	1,2	1,4	1,4	1,6	1,8	2,0	2,3	2,4	2,4
19	0,0	0,0	<0,4	0,4	0,7	0,9	1,2	1,4	1,5
21	0,0	<0,4	<0,4	0,5	0,8	1,2	1,9	2,3	2,8
23	<0,4	0,5	0,5	0,7	1,1	1,5	2,2	2,9	3,4
1	0,3	0,4	<0,4	0,5	0,7	0,9	1,3	1,6	2,2
3	0,0	<0,4	<0,4	0,4	0,6	1,0	1,6	2,3	3,0
5	0,4	0,6	0,6	0,8	1,0	1,3	1,8	2,2	2,4
7	0,4	0,4	0,4	<0,4	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8

Серия 6, 17—18/IX

7	0,9	1,1	1,1	1,1	1,4	1,5	1,6	1,7	1,9
9	1,4	2,1	2,1	2,2	2,6	2,9	2,9	3,1	3,1
11	3,0	3,5	3,3	3,7	4,3	4,7	5,0	5,4	5,5
13	2,6	2,9	2,9	3,2	3,6	4,0	4,2	4,5	4,5
15	2,4	2,8	2,8	3,0	3,5	3,9	4,0	4,2	4,4
17	2,2	2,5	2,4	2,6	3,2	3,6	3,6	3,6	4,4
19	1,6	1,8	1,7	1,9	2,4	2,8	3,4	4,6	5,2
21	—	—	—	1,6	2,0	2,3	3,2	4,3	4,8
23	2,9	3,3	3,1	3,6	4,2	4,8	5,6	6,8	6,6
1	2,8	3,2	3,2	3,4	4,2	4,6	5,0	5,2	6,5
3	3,2	3,7	3,7	4,0	4,7	5,2	5,9	5,8	7,0
5	1,3	1,7	1,7	1,8	2,3	2,5	2,9	3,1	3,7
7	2,6	3,4	3,2	3,7	4,3	4,9	5,5	5,8	6,1

Часы	Высота (м)								
	0,125	0,25	0,25	0,50	1	2	4,8	8,2	13,2

Серия 7, 20—21/IX

7	1,3	1,5	1,5	1,5	1,7	2,1	2,2	2,5	2,9
9	1,2	1,3	1,3	1,4	1,5	1,7	1,8	1,8	1,9
11	1,8	2,0	2,0	2,2	2,3	2,5	2,8	2,8	3,0
13	1,8	2,1	2,0	2,2	2,4	2,7	2,7	2,9	3,0
15	1,6	1,8	1,8	2,0	2,2	2,4	2,5	2,6	2,7
17	1,3	1,5	1,5	1,7	2,0	2,2	2,4	2,5	2,6
19	0,0	<0,4	<0,4	0,5	0,8	1,1	1,7	2,0	2,2
21	0,0	0,4	0,4	0,6	1,1	1,5	2,4	2,8	3,0
23	0,5	0,7	0,7	0,9	1,2	1,7	3,0	3,5	3,6
1	0,3	0,6	0,4	0,7	1,1	1,5	2,2	3,0	3,6
3	0,7	1,0	1,0	1,1	1,4	1,8	2,6	3,4	3,3
5	—	—	—	0,8	1,2	1,6	2,1	2,5	2,8
7	1,1	1,2	1,2	1,3	1,5	1,8	1,8	2,2	2,6

Серия 8, 22—23/IX

7	0,8	1,1	1,0	1,1	1,2	1,3	1,6	1,9	2,2
9	1,6	1,8	1,8	1,8	2,0	2,2	2,3	2,3	2,5
11	1,4	1,6	1,6	1,7	1,8	2,2	2,2	2,3	2,3
13	2,1	2,4	2,3	2,6	2,8	3,2	3,4	3,5	3,6
15	2,2	2,6	2,5	2,7	3,1	3,5	3,7	3,8	3,9
17	2,0	2,3	2,3	2,6	2,8	3,5	3,6	4,2	4,6
19	1,6	1,9	1,8	2,1	2,4	2,9	3,4	4,0	4,7
21	1,4	1,7	1,7	1,8	2,2	2,7	3,4	4,1	5,1
23	1,5	1,8	1,8	1,9	2,3	2,8	3,5	4,2	5,1
1	1,2	1,5	1,4	1,6	1,8	2,3	2,9	3,3	—
3	0,0	<0,4	0,6	0,6	0,9	1,4	2,2	2,8	3,3
5	0,0	<0,4	0,5	0,6	0,9	1,2	1,4	1,8	2,1
7	—	—	—	1,1	1,2	1,4	1,4	1,5	1,7

Серия 9, 24—25/IX

7	0,4	0,8	0,6	0,7	0,9	1,0	1,1	1,5	1,8
9	3,4	3,9	3,6	4,5	5,1	5,7	6,2	6,6	6,7
11	4,6	5,4	5,2	5,9	6,8	7,6	8,3	8,6	8,9
13	4,0	4,6	4,4	4,8	5,6	6,2	6,7	7,1	7,3
15	2,8	3,3	3,2	3,7	4,3	4,8	5,1	5,3	5,4
17	3,9	4,6	4,5	5,1	5,9	6,6	7,2	7,6	8,0
19	1,9	2,4	2,2	2,4	2,8	3,3	3,9	4,5	5,2
21	2,3	2,6	2,6	2,6	3,3	3,8	4,4	4,9	5,6
23	1,8	2,0	2,0	2,3	2,6	3,1	3,7	4,3	5,0
1	1,1	1,4	1,4	1,6	1,9	2,2	2,5	3,0	4,1
3	<0,4	0,6	0,5	0,7	1,0	1,4	1,9	2,4	2,9
5	1,7	2,0	2,0	2,2	2,6	3,0	3,5	4,0	4,7
7	2,6	3,0	3,0	3,4	3,9	4,4	4,2	4,6	5,5

Серия 10, 26—27/IX

7	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,7	0,8	1,2	1,4
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	0,8	0,9	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1
13	1,2	1,4	1,4	1,4	1,8	1,8	1,9	1,9	2,0
15	1,4	1,8	1,7	1,9	2,2	2,3	2,4	2,5	2,6
17	1,5	1,7	1,8	1,9	2,3	2,5	2,8	3,0	3,1
19	0,4	0,5	<0,4	0,6	0,9	1,2	1,8	2,6	3,0
21	0,5	0,6	0,5	0,8	1,1	1,3	1,9	2,7	3,2
23	0,0	<0,4	0,0	0,4	0,8	1,4	2,1	2,7	3,5
1	0,6	0,8	0,7	0,9	1,2	1,4	1,9	2,3	2,8
3	<0,4	0,4	<0,4	0,5	0,8	1,0	1,4	2,0	2,6
5	0,0	<0,4	<0,4	0,4	0,8	1,1	1,5	2,1	2,2
7	0,9	0,9	0,7	1,0	1,1	1,2	1,5	1,7	1,8

Температура и влажность воздуха в приземном слое

Часы	Температура воздуха на разных уровнях (м), измеренная													Относительная влажность на уровнях (м)		
	психрометрами				термометрами, сопровождающих					термометрами						
	0,25	0,50	1	2	0,5	1	2	8	0	2	5	10	25		50	
															0,25	2

Серия 1, 5-6/IX

7	18,9	18,9	18,9	18,8	19,7	19,4	19,4	19,4	—	—	—	—	—	—	61
9	26,7	26,7	26,0	25,9	27,4	27,0	27,0	27,0	—	—	—	—	—	—	36
11	33,0	32,4	31,9	31,7	32,2	31,3	31,3	31,3	—	—	—	—	—	—	22
13	38,1	37,6	37,1	36,0	36,7	35,2	35,2	35,2	—	—	—	—	—	—	12
15	39,6	39,0	38,9	38,1	38,7	37,1	37,1	37,1	—	—	—	—	—	—	8
-17	38,0	37,9	37,9	37,8	38,2	37,0	37,0	37,0	—	—	—	—	—	—	7
-19	29,1	29,3	29,5	29,9	30,4	31,0	31,0	31,0	—	—	—	—	—	—	15
21	25,7	25,9	26,1	26,5	26,6	27,4	27,4	27,4	—	—	—	—	—	—	26
23	22,6	23,0	23,2	23,4	23,4	23,9	23,9	23,9	—	—	—	—	—	—	37
1	21,4	21,6	21,7	21,9	22,1	22,3	22,3	22,3	—	—	—	—	—	—	51
3	19,3	19,4	19,5	19,6	20,4	20,1	20,1	20,1	—	—	—	—	—	—	40
5	16,0	16,3	16,7	17,0	17,2	17,8	17,8	17,8	—	—	—	—	—	—	55
7	19,3	19,3	19,2	19,4	19,5	19,0	19,0	19,0	—	—	—	—	—	—	40

Серия 2, 8-9/IX

7	20,6	20,6	20,4	20,9	22,8	20,8	20,6	20,4	—	—	—	—	—	—	36
9	26,8	26,4	26,0	25,7	26,5	26,3	25,6	24,8	37,9	28,9	28,3	28,5	27,5	26,9	32
11	33,8	33,3	32,8	32,8	33,1	32,8	31,8	31,1	45,5	36,2	35,6	34,8	34,4	33,2	14
13	35,7	35,0	34,4	34,2	35,2	35,0	33,9	33,0	48,4	38,2	37,5	36,8	35,9	35,0	16
15	35,6	35,1	34,7	34,1	35,3	35,3	34,6	33,5	44,4	37,0	36,2	36,0	35,3	34,8	12
17	32,5	32,2	32,1	31,8	—	—	—	—	34,5	32,4	32,2	32,1	32,0	31,8	14
19	26,2	26,2	26,3	26,5	26,7	27,0	26,8	26,3	25,0	25,3	25,6	25,7	26,0	26,0	26
21	21,3	21,4	21,6	22,0	22,9	23,3	23,0	23,6	20,5	20,8	20,9	21,2	21,3	21,5	33
23	17,8	17,8	18,0	18,3	19,0	19,0	19,4	19,4	17,2	17,5	17,6	17,8	17,9	18,1	41
1	16,7	16,8	16,9	17,2	17,4	17,4	17,4	18,0	15,9	16,4	16,8	17,0	17,2	17,5	39
3	14,9	15,2	15,4	15,8	16,7	16,6	16,4	17,6	13,9	14,6	15,2	15,2	15,4	15,5	34
5	12,3	12,5	13,6	14,7	14,5	15,0	15,2	16,8	11,9	11,9	12,0	12,2	12,5	13,0	40
7	19,1	19,0	18,8	19,0	19,2	19,3	18,8	18,7	20,6	17,5	18,3	18,6	18,7	18,5	28

Серия 3, 11—12/IX															
7	14,1	13,9	13,8	14,5	15,3	15,0	14,7	14,1	18,5	14,9	15,1	15,2	15,0	14,8	32
9	21,4	21,1	20,5	20,8	22,3	21,6	21,0	20,4	34,5	24,2	22,6	22,2	22,2	21,4	27
11	30,3	27,0	26,4	26,0	27,2	27,0	25,9	24,9	45,4	31,6	30,2	28,2	28,2	27,2	23
13	30,9	30,4	29,6	29,1	30,0	30,1	28,9	28,0	—	34,8	33,4	32,6	31,3	30,0	16
15	31,6	31,3	31,0	30,4	30,9	31,0	30,1	29,2	44,4	33,6	32,7	31,9	31,0	30,5	15
17	30,8	30,6	30,6	30,2	30,3	30,7	30,1	29,8	33,5	30,3	30,4	30,4	30,4	30,3	14
19	23,7	24,0	24,1	24,4	25,1	24,9	24,6	25,1	23,3	23,6	24,0	24,0	24,2	24,4	21
21	18,7	18,9	19,2	19,6	20,0	20,5	20,1	20,9	18,4	18,5	18,7	18,7	18,9	19,2	31
23	17,2	17,4	17,7	17,9	18,5	18,5	18,3	18,9	16,5	17,3	17,6	17,7	17,8	18,0	33
25	14,9	15,0	15,2	15,4	16,2	16,0	15,7	16,5	14,5	15,1	15,1	15,3	15,5	15,6	37
27	12,0	13,2	13,4	13,7	13,8	14,2	14,2	14,8	12,8	13,1	13,2	13,3	13,5	13,7	39
29	11,0	11,2	11,4	11,6	11,8	12,1	11,9	13,1	11,0	11,1	11,1	11,2	11,4	11,5	45
31	15,2	15,4	15,2	14,8	16,2	15,8	15,8	14,9	18,3	15,1	15,0	15,5	15,3	14,9	52
33															59

Серия 4, 13—14/IX															
7	16,2	16,1	15,8	15,7	14,7	15,9	15,2	15,1	18,6	15,8	15,8	16,1	16,2	16,0	63
9	23,8	23,4	23,2	22,4	24,0	23,6	22,8	21,9	35,6	26,0	25,5	24,9	24,1	23,5	46
11	31,6	31,0	30,6	30,0	31,3	31,1	29,9	29,4	48,1	35,8	34,8	33,8	32,7	31,7	27
13	37,0	36,4	36,0	35,2	35,7	35,8	34,5	34,0	52,3	40,0	38,8	37,5	36,8	35,3	16
15	38,2	38,0	37,5	36,8	37,2	37,6	36,6	36,0	49,7	40,3	39,3	39,1	38,4	37,9	18
17	36,4	36,4	36,5	36,0	36,0	36,5	35,9	35,7	36,0	33,9	34,1	34,3	34,4	34,3	13
19	26,4	26,6	26,6	27,0	27,1	27,4	27,5	28,5	26,0	26,3	26,3	26,6	26,8	27,0	16
21	21,6	21,9	22,3	23,3	22,5	23,6	23,7	27,6	21,4	21,4	22,6	21,7	22,0	22,4	33
23	18,8	19,0	19,2	19,8	19,7	20,2	20,3	22,0	17,8	18,0	18,1	18,2	18,5	18,9	36
25	17,2	17,3	17,5	17,9	17,8	18,1	18,0	19,5	16,1	16,6	16,7	16,9	17,2	17,4	34
27	14,6	14,8	15,2	15,9	15,4	15,8	16,1	17,9	13,7	14,0	14,1	14,4	14,6	15,0	52
29	14,7	14,8	15,0	15,4	15,3	15,5	15,5	16,8	13,1	14,2	14,2	14,5	14,8	15,0	36
31	18,2	18,2	17,9	17,9	18,3	18,4	17,9	17,9	20,1	16,8	16,8	17,0	17,8	17,1	38

Часы	Температура воздуха на разных уровнях (м), измеренная														Относительная влажность на уровнях (м)	
	психрометрами					термометрами сопров- тивления					термопарами					
	0,25	0,50	1	2	0,5	1	2	8	0	2	5	10	25	50		
Серия 5, 15—16/IX																
7	16,7	16,7	16,5	17,0	16,6	16,8	16,4	16,3	16,8	14,2	14,5	15,2	15,4	15,1	38	37
9	22,0	21,9	21,2	21,2	21,8	21,9	21,2	20,7	35,2	24,1	22,0	21,8	21,7	21,0	27	27
11	26,1	27,7	27,1	26,8	27,3	27,6	26,6	26,1	48,8	31,7	29,5	28,6	27,8	27,0	22	22
13	32,6	32,2	31,4	31,3	31,9	32,0	30,8	30,0	51,6	36,2	34,5	33,2	32,8	31,9	16	17
15	35,2	34,5	34,0	33,3	34,0	34,3	33,2	32,6	46,7	36,0	35,3	35,3	34,1	33,9	9	11
17	33,4	33,4	33,2	32,5	32,9	33,0	32,5	32,2	34,9	31,8	32,3	32,4	32,5	32,4	11	12
19	24,0	24,8	25,7	27,0	25,7	26,9	27,1	29,4	21,2	20,9	21,7	22,4	23,4	24,1	24	21
21	18,5	19,3	20,2	21,7	20,5	20,9	21,2	23,6	17,9	17,8	18,0	18,5	19,1	20,1	26	28
23	16,2	16,6	17,3	18,3	17,1	17,8	18,6	21,3	14,7	15,3	15,4	15,6	16,0	16,7	42	43
1	13,6	13,9	14,5	15,7	14,1	14,9	15,0	17,2	12,3	12,4	12,5	12,6	13,0	13,5	40	40
3	11,9	12,2	12,7	13,4	12,8	13,3	13,5	15,0	11,4	11,5	11,6	11,7	12,1	12,6	45	47
5	10,5	10,7	11,0	11,9	10,9	11,7	12,1	13,6	10,6	10,7	10,7	10,6	11,1	11,2	56	58
7	14,9	14,8	14,8	14,9	15,1	15,1	14,8	14,7	18,0	18,1	17,3	17,3	17,2	16,9	59	60
Серия 6, 17—18/IX																
7	15,7	16,1	15,8	15,7	15,9	16,0	15,4	15,4	18,7	16,1	16,7	17,1	16,9	16,6	56	54
9	25,6	25,5	25,0	24,9	25,3	25,5	24,2	23,6	34,6	27,9	26,8	26,7	25,9	25,1	31	34
11	33,6	33,2	32,8	31,9	33,2	33,4	31,9	31,0	44,7	35,1	34,6	34,4	33,5	32,4	13	17
13	36,8	36,4	35,7	35,1	36,6	35,9	34,4	33,6	49,7	37,4	37,4	37,1	35,7	35,5	9	13
15	36,6	36,5	35,9	35,4	35,7	36,0	34,8	34,4	47,4	38,3	37,9	37,9	36,8	36,4	8	8
17	34,2	34,3	34,2	34,0	34,0	34,4	33,8	33,2	35,8	33,6	34,0	34,4	34,2	34,2	8	10
19	25,5	25,6	25,8	26,1	25,9	26,2	26,1	26,8	24,3	25,2	25,2	25,4	25,5	25,8	22	21
21	21,4	21,4	21,6	21,8	21,5	21,8	21,8	22,6	19,9	20,7	20,9	21,0	21,5	21,5	28	28
23	21,7	21,9	21,9	22,3	21,8	22,2	22,1	22,4	19,8	21,2	21,4	21,7	21,8	22,3	34	33
1	19,3	19,5	19,6	19,7	19,7	20,0	19,8	20,1	18,0	18,9	19,2	19,3	19,4	19,6	36	38
3	18,4	18,6	18,6	18,7	18,9	19,0	18,8	19,1	17,0	18,1	18,3	18,5	18,6	18,8	38	40
5	16,3	16,6	16,7	16,8	16,7	17,0	17,3	17,6	14,8	15,6	16,0	16,1	16,2	16,6	43	42
7	18,1	18,1	18,0	18,2	18,3	18,4	18,0	17,9	19,0	17,6	17,9	18,3	18,3	18,1	40	43

Часы	Температура воздуха на разных уровнях (м), измеренная														Относительная влажность на уровнях (м)	
	психрометрами					термометрами сопров- тивления					термопарами					
	0,25	0,50	1	2	0,5	1	2	8	0	2	5	10	25	50		
Серия 7, 20—21/IX																
7	13,9	13,9	13,7	14,0	14,1	14,2	13,7	13,6	16,4	13,7	13,9	14,5	14,5	14,3	33	31
9	21,0	20,8	20,5	20,3	21,3	20,9	20,1	19,6	34,0	22,8	21,6	21,8	21,0	20,2	49	40
11	28,4	27,8	27,3	26,9	27,8	27,8	26,5	25,8	45,1	32,2	30,0	29,8	28,8	28,0	24	25
13	31,0	30,5	30,1	29,7	30,5	30,5	29,3	28,7	47,7	34,9	32,6	32,4	31,1	31,2	11	11
15	31,8	31,3	30,8	30,5	31,2	31,3	30,4	29,8	43,2	34,0	32,3	32,0	31,2	30,9	11	10
17	30,2	30,0	30,1	29,6	30,8	30,0	29,4	29,2	31,1	28,4	28,7	28,9	29,1	28,9	13	13
19	21,0	21,7	22,4	23,8	23,2	23,2	23,9	26,6	19,1	18,3	19,1	19,6	20,6	21,3	26	24
21	16,2	17,0	18,3	19,6	18,6	18,7	19,4	24,2	14,5	14,4	15,1	15,6	16,2	16,8	30	26
23	13,5	14,0	14,6	16,0	16,0	15,8	16,6	21,2	12,9	13,1	13,7	13,9	14,4	14,9	31	29
1	11,3	11,6	12,0	12,9	12,8	12,5	12,9	15,8	10,9	10,9	11,2	11,5	11,9	12,3	47	47
3	10,0	10,3	10,4	11,0	11,4	10,6	11,9	14,5	9,4	9,7	10,0	10,2	10,4	10,8	51	51
5	7,5	8,0	8,9	10,2	9,8	9,8	10,2	13,7	7,9	7,9	8,4	8,5	8,7	9,2	47	44
7	13,4	13,4	13,4	13,4	14,6	13,8	13,5	13,8	14,9	12,6	12,7	13,2	13,6	13,3	41	39
Серия 8, 22—23/IX																
7	12,5	12,5	12,4	12,3	14,6	12,6	12,3	12,0	14,2	12,6	12,0	12,4	12,8	12,5	45	52
9	21,1	20,9	20,1	20,3	22,7	20,9	19,8	19,6	32,3	23,0	22,1	22,4	21,6	20,7	27	30
11	27,4	27,2	26,6	26,2	28,8	27,1	26,0	25,4	44,2	30,5	29,5	28,6	27,9	27,2	22	24
13	33,2	32,5	31,6	31,4	34,0	32,3	31,2	29,9	47,1	35,0	34,2	34,0	32,5	31,7	13	14
15	35,1	34,7	34,4	33,7	36,2	34,0	33,3	32,8	45,7	36,6	36,3	36,3	35,6	34,9	9	10
17	32,5	32,4	32,4	32,6	34,8	33,2	32,8	32,8	33,7	33,1	33,2	33,4	33,5	33,4	10	12
19	25,0	25,2	25,4	25,8	27,8	25,9	25,9	26,3	23,4	24,6	24,8	25,2	25,4	25,7	19	19
21	20,4	20,7	20,8	21,2	23,1	21,3	21,3	22,2	18,5	20,0	20,1	20,4	20,6	20,7	27	26
23	18,2	18,5	18,6	19,0	20,9	19,1	19,1	20,0	16,3	17,6	17,7	18,1	18,2	18,4	34	34
1	15,5	15,8	15,9	16,2	18,6	16,6	16,8	17,2	13,7	15,1	15,2	15,4	15,7	15,8	32	30
3	10,9	11,4	11,4	12,0	13,7	11,8	12,0	14,3	10,3	10,6	10,5	10,7	11,0	11,3	47	49
5	8,6	9,2	9,6	10,4	11,7	10,5	11,0	13,4	8,2	8,3	8,3	8,7	8,7	9,2	49	47
7	11,5	11,6	11,4	11,3	13,6	11,5	11,1	11,2	13,4	11,1	11,4	11,6	11,8	11,8	61	62

Часы	Температура воздуха на разных уровнях (м), измеренная														Относительная влажность на уровнях (м)
	психрометрами				термометрами сопров- тивления				термопарами						
	0,25	0,50	1	2	0,5	1	2	8	0	2	5	10	25	50	
Серия 9, 24—25/IX															
7	14,0	14,1	14,0	14,0	16,1	14,1	13,9	14,2	15,8	13,4	13,3	13,9	14,3	14,0	65
9	25,2	25,0	24,6	25,6	26,9	25,3	24,6	24,0	31,8	25,6	26,2	25,8	25,3	25,1	22
11	29,9	29,5	28,9	30,4	32,6	30,4	29,1	28,2	39,9	32,3	32,1	31,0	30,4	29,7	20
13	31,6	30,9	30,2	31,2	34,7	32,0	30,8	29,8	43,0	34,3	33,8	32,9	31,4	31,2	18
15	31,2	30,8	30,6	30,7	34,2	31,2	30,3	30,0	41,3	33,9	33,3	32,6	31,9	31,7	21
17	29,1	29,0	28,9	28,9	32,8	29,6	28,6	28,6	31,6	30,1	29,8	29,8	29,7	29,5	26
19	23,8	23,8	24,0	24,2	27,7	24,5	24,3	24,6	22,7	23,4	23,4	23,7	23,9	24,0	30
21	21,3	21,4	21,5	21,6	25,6	22,3	22,1	22,1	20,3	21,1	21,4	21,5	21,6	21,7	31
23	18,1	18,4	18,4	18,5	22,4	19,0	18,9	19,2	17,5	18,2	18,4	18,6	18,8	18,8	28
1	15,5	15,7	15,8	16,0	20,2	16,4	13,3	14,2	15,2	15,7	15,9	15,9	16,1	16,1	35
3	12,3	12,4	12,8	13,2	17,5	13,7	13,8	14,5	12,6	12,6	12,6	12,9	13,0	13,1	44
5	12,6	12,8	12,9	13,0	17,6	13,8	13,4	13,5	12,2	13,0	13,2	13,3	13,4	13,4	51
7	13,6	13,8	13,6	13,7	18,0	14,2	13,7	13,4	15,0	13,6	13,5	13,9	14,0	13,8	58
Серия 10, 26—27/IX															
7	11,8	11,8	11,8	11,8	15,4	12,3	11,8	12,0	14,6	13,6	13,4	13,5	13,5	13,3	46
9	18,6	18,4	18,4	18,1	22,2	18,8	18,2	18,1	32,9	22,5	22,0	21,6	20,7	20,2	34
11	25,2	25,1	24,4	24,4	29,1	25,5	24,8	23,8	45,7	30,2	28,7	27,3	27,1	27,0	38
13	29,4	28,9	28,6	27,9	32,0	28,4	27,5	26,9	47,7	34,4	33,1	32,0	30,3	30,0	23
15	31,2	30,8	30,5	29,2	33,7	30,2	29,4	28,5	42,0	34,4	33,5	32,8	32,0	31,4	20
17	27,9	27,9	27,7	27,6	31,8	28,1	27,6	27,3	28,7	27,8	27,7	27,6	27,5	26,9	20
19	20,7	20,9	21,2	21,5	25,1	21,6	22,0	23,7	20,2	20,1	20,1	20,2	20,6	20,7	31
21	17,8	17,9	18,3	19,0	23,1	19,5	19,7	22,2	17,4	17,6	17,7	18,0	18,3	18,5	50
23	15,2	15,6	16,2	16,9	20,0	16,6	17,1	19,4	15,0	15,0	15,1	15,3	15,6	16,0	51
1	13,9	14,1	14,4	14,5	18,7	15,2	15,2	17,0	13,7	14,1	14,1	14,2	14,3	14,5	56
3	12,1	12,3	12,6	12,8	16,8	13,3	13,2	14,6	12,1	12,2	12,3	12,4	12,5	12,8	62
5	11,3	11,7	12,2	12,7	15,6	12,2	12,6	16,4	10,9	11,1	11,2	11,4	11,7	12,1	68
7	13,9	13,8	13,8	13,5	17,6	13,8	13,5	14,0	15,5	15,2	14,9	15,3	15,2	15,3	67
															72

РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОЛОГИЧЕСКОГО

Время	Облач- ность	Высо															
		2				25				50				100			
		<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>

Серия 9,

07	0/0	11,8	76	6,7	0,5	14,4	57	5,9	3,9	15,2	43	4,7	4,7	21,5	30	5,0	7,8
09	0/0	22,4	30	5,3	3,0	22,5	30	5,3	5,5	22,8	29	5,2	5,7	22,8	28	5,1	6,1
11	0/0	28,8	15	3,9	8,0	28,1	16	4,0	8,4	27,2	16	3,8	9,0	26,8	16	3,7	9,0
13	0/0	30,6	19	5,4	6,0	29,7	19	5,1	8,4	29,2	19	5,0	7,9	28,6	21	5,4	7,9
15	1/0 Ac	30,5	21	6,0	5,0	30,1	21	6,4	4,7	29,5	21	5,6	6,5	28,9	22	5,8	6,2
17	8/0 Ac	30,2	22	6,1	7,0	28,8	23	5,9	6,0	28,4	23	5,9	8,4	27,8	24	5,9	9,0
19	4/0 Ac	24,9	29	5,9	4,0	25,4	29	6,0	6,5	25,7	29	6,2	7,5	25,4	29	6,1	9,0
21	0/0	22,8	32	4,1	5,0	23,2	30	5,5	7,5	23,5	28	5,2	9,0	23,1	27	4,9	9,4
23	0/0	18,9	32	4,4	3,0	20,3	32	4,9	7,1	20,5	31	4,8	8,0	20,4	31	4,8	9,6
01	0/0	16,9	40	4,9	3,0	17,3	41	5,1	5,3	18,0	42	5,5	7,9	18,8	43	6,0	10,0
03	0/0	13,8	51	5,1	0	15,5	50	5,6	5,5	16,3	49	5,7	6,3	16,8	47	5,8	7,6
05	0/0	13,1	57	5,4	3,0	14,6	57	6,0	6,6	15,8	55	6,3	7,7	16,6	56	6,8	9,6
07	0/0	12,3	63	5,7	3,0	13,1	63	6,0	6,0	13,9	61	6,2	8,4	15,5	58	6,6	11,5

Серия 10,

07	0/0	9,9	49	3,8	0	12,5	50	4,6	—	14,0	48	4,9	—	15,5	46	5,2	—
09	0/0	18,3	32	4,2	0	18,5	30	4,1	1,2	19,0	30	4,2	1,2	19,8	29	4,4	1,2
11	0/0	24,0	26	5,0	0	24,4	26	5,2	—	24,9	25	5,0	—	25,3	25	5,3	—
13	0/0	27,1	23	5,5	0	27,0	23	5,3	2,5	26,8	23	5,3	2,5	26,6	23	5,3	2,6
15	0/0	28,7	23	5,9	1,0	28,2	23	5,7	2,5	28,0	23	5,7	2,9	27,8	25	6,2	2,9
17	0/0	28,7	28	7,2	3,0	28,7	28	7,3	3,1	28,7	28	7,3	3,6	28,6	28	7,2	3,6
19	0/0	22,2	48	8,3	0	23,9	42	8,1	3,4	24,4	40	7,9	3,4	25,2	38	7,9	2,4
21	0/0	19,5	60	8,8	0	22,6	53	9,3	3,6	23,7	48	9,1	3,6	24,6	44	8,9	2,0
23	0/0	17,0	53	6,6	0	19,9	52	7,9	3,3	22,2	48	8,3	3,3	23,2	44	8,1	2,8
01	0/0	15,2	55	6,0	0	17,9	55	7,2	2,8	20,0	51	7,8	2,5	20,8	48	7,7	2,5
03	0/0	12,7	71	6,6	0	16,7	69	8,5	1,2	18,0	63	8,4	3,2	19,2	61	8,7	3,2
05	0/0	12,5	65	6,0	0	15,2	60	6,5	1,2	18,5	58	7,9	1,2	19,3	42	6,1	1,2
07	0/0	11,2	79	6,6	0,3	13,3	79	7,6	3,7	15,5	77	8,7	3,7	17,7	63	8,3	1,8

Серия 7,

07	0/0	10,8	37	3,1	2,0	14,8	34	3,6	5,0	16,5	31	3,8	4,5	17,9	31	4,1	3,7
09	0/0	18,3	40	5,4	1,0	18,7	42	5,8	2,5	19,0	43	6,1	2,5	19,6	43	6,5	2,5
11	0/0	26,0	29	6,3	2,0	26,1	26	5,8	2,8	26,2	26	5,8	2,8	26,0	26	5,8	2,8
13	0/0	29,4	12	3,2	3,0	29,2	12	3,2	2,9	29,0	12	3,2	2,9	28,9	11	2,9	3,0
15	0/0	30,4	11	3,1	2,0	29,9	11	3,0	3,3	29,7	11	3,0	3,3	29,2	11	2,9	3,3
17	0/0	30,3	11	3,1	1,0	30,1	11	3,1	3,4	29,6	11	3,0	3,4	29,2	11	2,9	3,4
19	0/0	24,1	27	5,2	0	24,9	26	5,3	2,4	25,5	23	4,9	2,4	25,7	21	4,6	2,4
21	0/0	20,1	25	3,8	0	21,5	26	4,3	3,5	22,7	23	4,1	3,9	24,9	20	4,1	4,8
23	0/0	15,3	33	3,6	0	19,0	29	4,1	4,5	22,4	23	4,0	4,5	23,7	19	3,6	5,7
01	0/0	12,7	37	3,4	4,0	16,0	38	4,4	4,2	19,2	34	4,8	5,0	21,1	30	4,9	5,1
07	0/0	10,7	58	5,0	3,0	14,7	52	5,5	3,0	16,6	49	6,0	3,0	17,6	49	6,4	2,7

Серия 8,

07	0/0	10,3	52	4,2	0	12,8	49	4,6	3,9	15,5	41	4,7	3,9	16,6	35	4,3	3,2
09	0/0	18,3	32	4,3	2,0	19,8	32	4,8	2,8	20,2	31	4,8	2,8	19,8	31	4,8	4,0
13	0/0	29,8	18	4,9	3,0	29,7	18	4,9	4,0	29,6	17	4,6	4,0	29,5	17	4,6	4,5
15	0/0	33,3	10	3,4	4,0	33,2	10	3,4	4,5	33,1	10	3,4	4,7	33,0	9	3,0	4,8

ЗОНДИРОВАНИЯ пос. МАХТАЛЫ

та (м)

150				200				300				400				500			
T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v
23,0	24	4,5	8,4	23,9	20	3,9	9,6	25,7	18	4,0	11,5	26,0	15	3,5	10,4	25,9	14	3,2	10,4
22,8	26	4,8	6,8	23,1	24	4,5	7,5	22,4	22	4,0	8,4	22,1	22	3,9	8,4	21,8	21	3,7	13,3
26,2	17	3,8	9,7	25,6	17	3,7	9,7	25,0	17	3,6	9,0	23,9	18	3,6	9,0	22,8	18	3,4	8,6
28,2	22	5,5	7,9	27,5	22	5,4	7,9	26,4	23	5,4	7,9	25,3	24	5,2	9,0	24,3	25	5,2	7,1
27,8	22	5,5	6,2	27,2	23	5,5	6,2	26,8	23	5,5	6,2	25,2	24	5,1	6,0	24,1	25	5,1	5,5
26,8	25	5,9	9,0	26,1	25	5,6	7,9	25,2	26	5,5	8,4	24,2	27	5,5	8,4	23,3	29	5,6	8,4
24,8	29	5,9	9,0	24,3	29	5,8	10,4	23,3	30	5,7	9,7	22,2	32	5,7	9,0	21,3	32	5,5	9,0
22,6	27	4,8	9,6	22,1	27	4,7	10,4	21,3	28	4,7	11,8	20,8	30	5,0	10,4	20,4	31	5,0	9,6
19,8	32	4,9	10,4	19,4	32	4,8	11,7	18,8	34	4,9	15,0	18,3	35	4,9	13,3	17,6	35	4,7	13,3
18,2	43	5,8	11,8	18,0	43	5,8	13,3	17,4	45	5,9	13,3	16,4	50	6,2	13,3	15,6	52	6,2	13,3
17,2	47	5,9	10,4	17,1	47	5,9	10,4	16,4	48	5,9	10,4	15,8	48	5,7	9,6	15,0	48	5,5	9,6
16,7	56	6,9	9,6	16,6	54	6,6	9,6	16,1	54	6,5	9,6	15,7	54	6,4	9,3	15,5	54	6,4	7,1
16,4	55	6,6	13,3	16,6	53	6,5	11,5	16,8	52	6,5	10,4	16,8	52	6,5	7,5	17,2	52	6,9	6,3

24—25/IX

23,0	24	4,5	8,4	23,9	20	3,9	9,6	25,7	18	4,0	11,5	26,0	15	3,5	10,4	25,9	14	3,2	10,4
22,8	26	4,8	6,8	23,1	24	4,5	7,5	22,4	22	4,0	8,4	22,1	22	3,9	8,4	21,8	21	3,7	13,3
26,2	17	3,8	9,7	25,6	17	3,7	9,7	25,0	17	3,6	9,0	23,9	18	3,6	9,0	22,8	18	3,4	8,6
28,2	22	5,5	7,9	27,5	22	5,4	7,9	26,4	23	5,4	7,9	25,3	24	5,2	9,0	24,3	25	5,2	7,1
27,8	22	5,5	6,2	27,2	23	5,5	6,2	26,8	23	5,5	6,2	25,2	24	5,1	6,0	24,1	25	5,1	5,5
26,8	25	5,9	9,0	26,1	25	5,6	7,9	25,2	26	5,5	8,4	24,2	27	5,5	8,4	23,3	29	5,6	8,4
24,8	29	5,9	9,0	24,3	29	5,8	10,4	23,3	30	5,7	9,7	22,2	32	5,7	9,0	21,3	32	5,5	9,0
22,6	27	4,8	9,6	22,1	27	4,7	10,4	21,3	28	4,7	11,8	20,8	30	5,0	10,4	20,4	31	5,0	9,6
19,8	32	4,9	10,4	19,4	32	4,8	11,7	18,8	34	4,9	15,0	18,3	35	4,9	13,3	17,6	35	4,7	13,3
18,2	43	5,8	11,8	18,0	43	5,8	13,3	17,4	45	5,9	13,3	16,4	50	6,2	13,3	15,6	52	6,2	13,3
17,2	47	5,9	10,4	17,1	47	5,9	10,4	16,4	48	5,9	10,4	15,8	48	5,7	9,6	15,0	48	5,5	9,6
16,7	56	6,9	9,6	16,6	54	6,6	9,6	16,1	54	6,5	9,6	15,7	54	6,4	9,3	15,5	54	6,4	7,1
16,4	55	6,6	13,3	16,6	53	6,5	11,5	16,8	52	6,5	10,4	16,8	52	6,5	7,5	17,2	52	6,9	6,3

26—27/IX

17,7	43	5,7	—	18,9	40	5,7	—	20,7	32	5,2	—	21,6	27	4,7	—	21,7	26	4,7	—
20,6	28	4,5	1,2	21,8	28	4,8	1,2	23,7	23	4,5	1,2	24,9	20	4,2	1,2	24,4	19	3,9	1,2
25,2	24	5,0	—	25,0	24	5,0	—	24,2	23	4,6	—	23,4	22	4,2	—	22,5	23	4,3	3,7
26,0	24	5,3	2,6	25,4	23	5,1	2,6	24,3	24	4,8	3,2	23,9	24	4,8	3,2	23,6	25	5,0	3,0
27,5	25	6,1	2,9	26,6	25	5,9	2,0	25,6	25	5,6	2,0	24,8	25	5,3	2,0	24,1	26	5,3	2,8
28,2	29	7,3	3,4	27,8	29	7,3	3,4	27,3	29	7,1	2,6	26,4	29	6,8	2,6	26,0	29	6,8	2,6
25,2	37	7,8	2,4	25,1	36	7,6	2,4	25,0	35	7,4	1,2	24,4	32	6,6	1,2	23,9	28	5,7	1,2
25,0	41	8,5	1,2	25,2	38	8,0	1,2	25,2	34	7,2	1,2	25,0	32	6,8	2,3	24,5	31	6,5	2,5
23,6	41	7,9	2,8	23,8	39	7,6	2,1	23,8	35	6,9	2,1	23,6	31	6,1	2,1	23,3	29	5,7	2,4
21,2	46	7,6	2,5	21,5	45	7,6	2,0	22,0	41	7,2	1,2	21,7	40	7,0	1,2	21,5	38	6,7	1,2
20,3	57	8,9	3,2	21,2	53	8,8	3,2	21,8	49	8,5	3,2	21,8	46	8,0	3,2	21,3	46	8,0	2,8
20,1	41	6,4	2,5	21,2	35	5,8	2,5	21,8	38	6,7	2,5	21,8	40	7,0	2,5	21,4	40	7,0	2,5
19,5	51	7,6	1,2	21,3	43	7,2	1,8	21,3	38	7,2	2,7	24,3	33	6,8	2,7	24,9	29	6,2	2,7

20—21/IX

19,5	34	4,9	4,7	21,6	28	4,8	5,5	23,0	22	4,1	5,3	23,3	19	3,7	4,0	23,9	17	3,5	2,1
20,0	44	6,8	3,6	21,9	42	7,3	3,6	23,6	32	6,3	3,9	24,1	26	5,3	3,9	24,8	24	5,2	3,4
25,7	26	5,7	2,8	25,2	25	5,3	3,5	24,4	25	5,0	3,7	23,6	23	4,6	3,5	22,7	20	3,8	3,5
28,3	11	2,8	3,3	27,7	11	2,7	3,3	26,4	11	2,5	4,5	25,2	11	2,4	4,0	23,8	11	2,4	4,0
28,9	11	2,9	2,4	28,6	11	2,9	2,4	27,6	11	2,8	2,4	26,0	11	2,5	4,0	24,2	12	2,5	3,2
28,8	11	2,9	3,0	28,6	11	2,9	3,0	27,4	11	2,7	3,4	26,5	11	2,7	3,4	26,0	12	2,8	3,1
26,0	20	4,5	2,1	25,9	20	4,5	2,1	25,7	19	4,3	2,1	24,9	19	4,0	2,1	24,1	19	3,9	2,7
25,3	17	3,7	5,1	25,6	16	3,5	5,3	25,2	15	3,2	5,7	24,2	14	2,8	5,7	23,5	14	2,8	5,5
24,3	17	3,5	5,7	24,5	17	3,5	5,6	24,1	16	3,2	5,3	23,3	15	2,9	5,2	22,4	15	2,8	5,0
21,7	29	4,9	5,0	22,6	27	4,8	5,0	23,4	25	4,8	4,8	23,3	24	4,6	4,8	22,7	23	4,3	4,5
19,9	45	6,9	2,7	21,4	38	6,5	5,1	22,8	30	5,9	5,7	23,4	26	5,1	5,7	23,4	24	4,7	6,0

22—23/IX

16,9	34	4,3	3,2	17,5	34	4,5	4,0	21,4	29	4,9	5,5	24,7	22	4,6	7,1	26,0	17	3,9	6,8
20,5	31	4,9	4,0	22,3	26	4,7	5,1	23,2	24	4,6	6,0	24,5	23	4,8	4,0	25,7	21	4,8	4,8
29,3	16	4,3	4,2	28,4	16	4,1	4,2	27,7	16	4,0	4,2	27,1	16	3,9	4,4	26,6	16	3,6	4,2
32,6	9	2,9	5,0	32,0	9	2,8	5,0	31,5	9	2,8	4,8	30,3	10	3,0	5,1	30,0	10	2,9	4,8

Время	Облач- ность	Высо															
		2				25				50				100			
		<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>
17	0/0	33,7	8	2,8	4,0	33,6	8	2,8	5,0	33,6	8	2,8	4,7	33,1	8	2,7	4,8
19	0/0	26,5	16	3,8	3,0	28,8	16	4,2	7,1	29,5	15	4,1	9,0	30,0	14	3,9	10,4
21	0/0	21,0	27	4,3	3,0	24,0	26	5,0	6,8	26,1	23	5,1	8,4	27,5	20	4,8	8,4
23	0/0	20,5	26	4,0	3,0	23,1	24	4,4	6,3	24,4	23	4,6	6,5	24,9	20	4,2	6,3
01	0/0	16,7	31	3,8	2,0	18,8	32	4,5	6,8	20,4	31	4,8	6,5	22,1	29	5,1	5,2
03	0/0	11,8	43	3,7	0	16,4	42	5,0	4,6	18,3	41	5,5	4,0	19,4	39	5,7	3,1
05	0/0	10,5	44	3,6	0	14,0	45	4,6	3,7	16,2	44	5,2	3,7	17,3	44	5,6	1,2
07	0/0	9,5	75	7,2	0	14,0	79	8,1	0	15,6	77	8,8	0	17,7	72	9,5	0

Серия 5,

07	0/0	14,1	43	4,4	2,0	16,2	40	4,7	3,8	16,8	39	4,8	3,8	17,3	38	4,8	3,7
09	1/0 Ac	19,3	31	4,5	1,0	19,0	30	4,3	2,4	18,5	30	4,1	2,4	20,0	30	4,6	2,4
11	1/0 Ac	24,3	27	5,4	0	23,5	25	4,7	—	22,5	25	4,5	—	21,1	25	4,0	—
13	0/0	29,4	18	4,9	3,0	29,1	18	4,7	2,8	28,8	17	4,4	2,8	28,6	17	4,4	2,8
15	0/0	32,4	8	2,6	2,0	32,2	8	2,6	3,5	31,8	8	2,5	3,5	31,3	8	2,4	3,5
17	0/0	33,1	11	3,7	1,0	32,9	11	3,7	3,4	32,6	11	3,6	3,4	32,4	11	3,6	3,5
21	0/0	21,5	23	3,8	2,0	23,0	25	4,6	2,0	24,7	24	4,9	2,0	25,6	22	4,8	2,0
23	0/0	18,8	39	5,5	0	22,1	38	6,6	2,7	23,8	34	6,6	2,7	25,7	27	5,9	2,7
01	0/0	15,8	33	3,8	0	18,7	33	4,6	2,9	20,6	33	5,3	2,9	22,3	33	5,8	2,9
03	0/0	13,7	43	4,3	0	17,1	36	4,5	4,5	18,5	34	4,7	4,2	21,4	30	5,0	3,4
05	1/0 Ac	13,1	55	5,3	0	15,7	62	7,1	2,0	17,6	53	7,0	2,0	20,5	36	5,7	2,0
07	3/0 Ac	13,5	54	5,3	0	15,0	61	6,6	3,6	16,6	57	7,0	5,1	18,9	50	7,2	2,9

Серия 6,

07	0/0	13,1	68	6,5	1,0	16,6	47	5,7	3,9	18,6	60	8,2	2,9	19,9	53	8,0	2,2
09	0/0	23,1	38	6,9	2,0	23,7	37	7,0	3,5	24,2	35	6,8	3,5	24,7	34	7,0	3,5
13	0/0	34,0	11	3,8	5,0	33,8	10	3,5	4,4	33,7	10	3,5	4,8	33,1	10	3,4	4,8
15	1/0 Ac	35,1	9	3,4	3,0	35,0	9	3,4	4,3	34,9	9	3,4	5,0	34,8	9	3,4	5,2
17	1/0 Ac	34,2	9	3,2	3,0	34,1	9	3,2	4,5	33,9	9	3,1	5,0	33,4	9	3,1	4,8
19	1/0 Ac	27,5	17	4,1	2,0	28,9	17	4,4	6,1	30,2	17	4,8	7,8	30,9	16	4,7	10,0
21	0/0	22,4	28	4,9	2,0	24,7	27	5,4	7,3	26,2	24	5,4	9,1	27,5	22	5,3	16,0
23	0/0	21,6	34	5,7	3,0	22,2	34	5,9	6,1	23,1	33	6,0	8,2	23,8	31	5,9	9,4
01	0/0	20,7	35	5,5	4,0	21,2	35	5,7	7,4	21,8	35	6,0	8,8	22,1	34	5,9	13,5
03	0/0	19,4	39	5,6	6,0	19,5	39	5,8	6,8	19,6	39	5,8	8,8	19,9	39	5,9	11,4
05	0/0	17,5	41	5,2	3,0	17,5	42	5,4	3,9	17,7	42	5,5	5,7	18,4	42	5,7	9,1
07	0/0	16,6	47	5,7	5,0	17,0	47	5,7	5,5	17,4	47	6,0	7,3	17,6	46	6,0	8,7

РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОСТАТНОГО

Время	Облач- ность	Высо															
		2				25				50				100			
		<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>	<i>T</i>	<i>r</i>	<i>q</i>	<i>v</i>
Серия 1;																	
07	0/0	18,5	61	8,4	2,0	19,4	57	8,4	2,0	20,4	57	8,9	4,1	21,4	45	7,5	4,3
09	0/0	25,6	36	7,6	2,0	25,5	36	7,6	3,0	25,4	36	7,6	3,2	24,9	36	7,4	2,2
11	0/0	30,3	25	7,0	2,0	30,0	24	6,8	2,5	29,7	24	6,5	2,5	29,0	24	6,4	2,2
13	0/0	35,0	20	7,5	3,0	34,9	19	7,2	2,4	34,8	19	7,1	3,1	34,5	20	7,1	3,1
15	0/0	37,9	9	4,0	4,0	37,4	9	3,9	4,5	36,8	9	3,8	4,8	35,8	9	3,6	4,5
17	0/0	37,8	8	3,5	7,0	37,0	8	3,4	5,3	36,8	8	3,4	5,3	36,2	8	3,3	5,6

та (м)

150				200				300				400				500			
T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v
32,2	8	2,6	6,0	31,7	8	2,5	7,1	30,6	8	2,5	7,1	29,4	9	2,5	7,9	28,4	9	2,4	7,5
30,4	13	3,8	13,3	29,9	13	3,7	13,3	29,0	13	3,5	13,3	28,6	13	3,5	13,3	27,9	12	3,1	11,8
27,9	18	4,6	8,4	28,0	18	4,6	7,5	27,7	17	4,3	7,9	27,6	17	4,3	8,4	27,3	16	4,0	8,4
25,5	19	4,1	5,3	27,9	18	4,5	4,7	28,8	17	4,6	5,7	28,9	15	4,0	6,8	28,8	14	3,8	6,8
23,5	27	5,1	4,7	24,7	26	5,4	4,6	25,6	23	5,1	4,2	26,0	20	4,6	4,0	26,0	19	4,4	4,2
21,0	37	6,0	3,1	23,0	34	6,3	3,4	24,2	31	6,2	3,4	24,4	28	5,8	2,2				
19,4	43	6,3	1,2	20,3	40	6,3	1,2	22,3	36	6,5	1,2	23,6	32	6,3	1,2	24,0	30	6,1	1,2
20,4	62	9,7	0	21,7	57	9,8	0	23,9	51	10,0	2,2	26,2	47	11,0	2,2	27,7	41	10,5	2,2

15—16/IX

18,4	35	4,8	3,3	20,4	32	5,1	3,2	22,3	28	5,0	3,2	23,8	23	4,6	3,7	24,7	19	4,1	3,7
21,4	27	4,5	2,1	22,2	25	4,4	2,1	23,7	22	4,3	1,2	25,3	19	4,1	1,2	26,0	16	3,7	1,2
20,4	26	4,2	1,9	20,0	27	4,3	1,9	20,0	24	3,8	1,9	20,9	19	3,2	1,9	21,7	18	3,2	2,9
28,1	18	4,6	2,8	27,7	18	4,5	3,4	26,8	18	4,3	3,4	25,9	18	4,1	2,5	25,0	18	3,9	2,5
30,7	8	2,4	3,5	30,0	8	2,3	3,5	29,3	8	2,2	3,5	28,6	8	2,1	3,4	28,2	8	2,1	3,3
32,0	11	3,5	3,5	31,8	10	3,2	4,1	31,0	10	3,2	4,2	30,0	11	3,2	4,2	29,2	11	3,1	4,4
26,3	20	4,6	2,2	27,5	18	4,7	2,2	27,7	16	4,1	2,2	27,9	14	3,6	2,2	27,5	13	3,3	2,2
26,3	24	5,5	2,5	26,6	22	5,2	2,5	26,8	19	4,6	2,5	27,3	17	4,3	3,0	27,3	16	4,0	3,0
23,6	32	6,2	4,4	24,7	28	5,8	3,2	25,7	24	5,4	3,2	26,6	20	4,8	2,0				
23,5	28	5,3	2,9	24,8	22	4,6	2,9	26,2	18	4,1	2,0	26,9	17	4,2	1,2				
24,4	25	5,1	2,0	25,2	22	4,6	2,0	26,2	18	4,1	2,0	26,8	14	3,4	2,0				
21,1	41	6,8	2,9	22,9	34	6,3	2,9	25,2	22	4,7	2,4	26,5	18	4,3	2,4	27,8	14	3,6	2,4

17—18/IX

21,6	43	7,3	2,2	23,2	32	6,1	2,2	25,8	20	4,5	4,5	27,2	14	3,5	5,3	28,0	12	3,1	4,4
25,0	34	7,0	4,0	25,2	28	5,9	4,7	27,3	18	4,4	5,0	28,6	14	3,7	5,5	28,9	11	3,0	5,3
32,8	10	3,3	4,9	32,7	10	3,3	5,0	31,9	10	3,2	5,0	30,6	11	3,0	5,0				
34,6	9	3,3	4,5	33,4	9	3,2	4,5	32,5	9	3,0	5,0	31,7	10	3,2	5,0	30,8	10	3,1	4,8
32,8	9	3,0	4,8	32,2	9	2,9	5,0	31,2	9	2,8	5,0	30,7	9	2,8	4,5	30,0	10	2,9	4,2
30,6	15	4,4	10,7	30,2	15	4,3	12,0	29,3	15	4,1	9,8	28,3	16	4,1	9,5	27,4	16	4,0	9,5
28,6	20	5,1	14,7	28,1	20	5,0	14,7	27,7	19	4,7	13,9	26,7	19	4,5	11,4	26,0	19	4,4	11,4
23,9	30	5,8	13,4	24,0	29	5,7	16,0	24,7	27	5,6	18,0	24,7	27	5,6	17,5	24,4	26	5,4	16,5
22,3	33	5,8	14,9	24,3	29	5,8	14,9	24,9	27	5,7	14,9	25,4	26	5,7	14,9	25,0	26	5,7	13,5
20,9	38	6,2	12,3	21,8	35	6,1	13,5	23,8	30	5,9	12,3	25,0	26	5,6	11,4				
19,0	39	5,8	10,2	19,6	38	5,9	11,4	22,7	32	5,9	11,2	23,2	29	5,6	10,8	23,1	27	5,2	9,3
18,4	43	5,9	9,5	19,0	41	5,9	9,5	22,4	36	6,5	8,7	24,0	30	6,2	8,7	24,3	27	5,6	7,8

Таблица VIII

ЗОНДИРОВАНИЯ пос. МАХТАЛЫ

та (м)

150				200				300				400				500			
T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v

5—6/IX

23,6	35	6,7	1,2	26,0	26	5,9	2,3	28,0	24	6,1	3,6	29,3	16	4,4	3,9	30,2	10	3,0	1,2
25,5	35	7,6	2,2	25,7	35	7,7	2,5	27,6	25	6,3	2,5	28,4	20	5,3	2,4	28,6	18	4,9	2,4
28,6	24	6,4	2,2	28,3	25	6,4	2,2	28,0	25	6,3	2,0	27,8	20	5,1	1,4	27,7	15	3,8	1,4
33,8	20	7,1	3,0	32,9	20	6,8	3,0	32,2	20	6,5	3,6	31,6	16	5,2	3,6				
35,2	9	3,5	4,1	34,4	9	3,3	4,5	34,2	9	3,3	4,9	33,8	9	3,3	5,4				
35,6	8	3,2	6,4	35,1	8	3,1	6,8	34,0	8	3,0	6,5	33,2	9	3,1	7,1	32,4	9	3,1	7,1

Время	Облач- ность	Высо															
		2				25				50				100			
		T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v
19	0/0	32,7	11	3,6	3,0	34,3	11	4,0	4,3	35,4	10	3,9	5,7	35,5	9	3,6	6,2
21	0/0	27,1	19	4,5	4,0	29,2	19	5,0	6,7	30,5	18	5,0	9,5	31,6	18	5,7	14,8
23	0/0	21,3	39	6,4	4,0	23,7	37	7,0	6,9	25,3	36	7,5	7,8	26,5	33	7,7	9,2
01	0/0	22,1	33	5,7	5,0	23,9	31	6,0	7,3	25,9	28	6,2	10,8	28,3	24	6,1	10,8
03	0/0	20,4	38	5,9	5,0	21,5	37	6,2	7,3	22,9	36	6,6	9,5	26,1	30	6,2	10,8
05	0/0	18,3	42	5,7	1,0	19,5	—	—	5,3	20,2	—	—	5,9	22,1	—	—	7,2
07	0/0	17,0	46	5,7	2,0	17,9	43	5,7	3,6	19,2	41	6,1	4,1	20,9	36	5,8	5,9

Серия 2,

11	0/0	30,8	18	5,3	6,0	30,7	18	5,3	8,4	30,6	18	5,3	8,4	30,1	18	5,1	8,4
13	0/0	33,9	16	5,7	7,0	32,8	16	5,3	7,1	32,1	16	5,1	7,1	31,7	16	5,1	7,2
15	0/0	34,3	16	5,8	6,0	33,5	16	5,5	6,7	33,0	16	5,5	6,8	32,4	17	5,5	6,8
17	0/0	33,0	16	5,3	9,0	32,1	16	5,1	9,0	31,9	17	5,3	8,4	31,2	17	5,2	9,0
19	0/0	28,7	22	5,7	8,0	28,8	22	5,7	7,5	28,9	22	5,8	8,0	29,0	22	5,8	11,2
21	0/0	23,3	29	5,4	3,0	24,8	27	5,5	6,0	26,1	24	5,3	6,7	27,3	22	5,3	9,5
23	0/0	19,3	37	5,3	1,0	22,0	34	5,8	5,6	23,4	30	5,6	6,9	24,6	23	4,7	12,0
01	0/0	17,7	38	4,9	2,0	19,5	38	5,6	5,7	21,0	35	5,7	5,6	22,3	29	5,2	9,2
03	0/0	15,7	35	4,0	2,0	18,5	32	4,4	5,3	19,2	30	4,3	5,7	20,0	30	4,6	5,5
05	0/0	14,9	34	3,6	2,0	17,7	33	4,4	3,9	18,6	32	4,4	3,9	19,8	31	4,7	2,4
07	0/0	15,6	33	3,7	2,0	18,8	32	4,5	3,4	20,3	29	4,5	3,9	20,8	28	4,5	4,0

Серия 3,

07	0/0	12,2	35	3,1	3,0	13,8	34	3,4	4,3	14,4	34	3,6	5,3	15,0	35	3,8	5,3
09	0/0	18,4	32	4,3	3,0	19,6	32	4,7	3,6	20,2	30	4,6	3,9	20,5	29	4,6	3,9
11	0/0	25,4	24	5,0	3,0	24,3	25	4,9	2,5	24,1	25	4,9	3,6	23,4	27	5,3	3,8
13	0/0	27,9	20	4,9	5,0	27,8	20	4,9	2,7	27,6	18	4,4	3,5	27,2	18	4,5	4,0
15	0/0	29,8	18	4,9	3,0	29,7	18	4,9	2,9	29,6	18	4,9	2,9	29,5	18	4,9	3,6
17	0/0	30,7	13	3,8	2,0	30,2	13	3,6	3,2	29,7	13	3,5	4,4	29,4	13	3,5	4,1
19	0/0	26,3	18	4,0	3,0	27,0	18	4,2	5,3	27,6	17	4,1	6,7	27,4	16	3,9	7,3
21	0/0	21,1	27	4,4	3,0	22,9	26	4,7	6,1	24,4	24	4,7	8,7	25,6	21	4,6	9,5
23	0/0	17,7	31	4,0	2,0	20,6	30	4,7	4,8	21,6	29	4,9	5,6	23,3	25	4,7	9,5
01	0/0	15,5	46	5,2	2,0	18,4	34	4,7	4,9	19,2	31	4,5	4,5	21,0	29	4,6	4,5
03	0/0	14,1	43	4,4	2,0	16,6	40	4,8	3,1	19,2	37	5,3	2,7	21,8	30	5,1	3,7
05	0/0	11,9	57	5,1	2,0	13,7	57	5,7	3,0	15,8	50	5,7	3,1	16,9	43	5,5	1,2
07	0/0	12,5	60	5,6	2,0	14,6	67	7,2	3,2	16,0	68	7,9	3,5	18,2	60	8,1	3,5

Серия 4,

07	0/0	14,0	68	6,9	2,0	15,9	69	8,1	4,0	17,3	69	8,8	4,0	19,1	51	7,3	2,9
09	0/0	20,3	55	8,5	2,0	21,6	52	8,7	2,6	21,8	51	8,7	2,6	22,0	49	8,5	2,6
11	0/0	27,2	33	7,8	2,0	27,0	32	7,5	3,0	26,6	29	6,7	3,0	26,0	28	6,6	3,4
13	0/0	33,5	22	7,5	2,0	33,0	21	6,9	3,0	32,6	20	6,4	3,1	31,4	20	6,2	3,1
15	0/0	36,9	12	5,0	2,0	36,7	12	5,0	3,6	35,8	12	4,8	3,6	35,4	12	4,7	3,5
17	0/0	36,8	13	5,5	3,0	36,1	13	5,2	3,9	35,8	13	5,2	4,5	35,2	13	5,0	4,6
19	0/0	28,0	26	6,4	1,0	28,8	27	7,0	5,0	29,7	26	7,2	5,0	31,0	23	6,9	7,8
21	0/0	22,7	53	9,1	0	27,3	37	8,8	4,4	29,6	27	7,3	4,4	30,4	20	5,7	6,1
23	0/0	20,5	36	5,6	0	24,0	29	5,6	4,5	26,6	24	6,1	5,5	29,4	19	5,1	9,0
01	0/0	18,5	36	5,0	2,0	22,9	—	—	6,0	24,3	—	—	6,0	27,3	—	—	7,5
03	0/0	16,2	49	5,7	1,0	21,2	42	6,8	5,0	22,8	38	6,8	8,2	25,2	32	6,4	9,7
05	0/0	14,8	45	5,0	2,0	20,4	44	6,3	4,8	22,7	35	6,3	4,8	24,2	30	6,0	5,7
07	0/0	15,9	46	5,3	1,0	17,7	47	6,2	5,7	19,8	45	6,8	5,7	22,6	38	6,8	5,7

та (м)

150				200				300				400				500			
T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v	T	r	q	v
35,1	9	3,5	7,1	34,7	9	3,4	6,7	34,2	9	3,3	6,7	33,4	9	3,2	6,5	32,5	9	3,2	5,9
32,6	16	5,3	16,0	33,0	14	4,8	16,0	32,4	14	4,7	14,8	32,1	14	4,5	14,8	31,6	13	4,3	14,8
26,3	32	7,4	13,5	29,2	29	7,8	16,0	30,7	27	8,2	10,5	30,2	27	8,0	9,4	29,7	26	7,6	9,4
29,5	21	5,8	12,0	30,3	20	5,8	13,4	31,5	18	5,8	12,0	32,4	17	5,7	8,5	32,1	16	5,4	7,8
27,5	26	6,3	9,7	28,7	24	6,3	10,8	31,2	19	5,9	9,5	32,0	15	5,0	7,8	32,0	12	4,0	7,0
23,4	46	8,7	8,2	24,2	42	8,4	9,1	25,0	41	8,6	5,7	28,0	35	9,1	5,3	29,7	34	9,9	6,0
21,8	33	5,8	5,3	22,6	33	6,0	2,5	25,1	35	7,4	2,5	27,4	26	6,5	2,5				

8—9/IX

29,2	18	4,8	7,8	28,6	18	4,7	8,4	27,8	18	4,5	9,0	27,0	18	4,3	9,6	26,6	19	4,6	9,0
31,2	17	5,1	7,3	30,7	17	5,1	6,8	29,7	19	5,3	8,0	28,7	19	5,2	7,3	28,2	20	5,2	7,1
31,7	17	5,4	7,1	31,1	17	5,2	7,5	30,2	18	5,2	7,5	29,2	18	5,0	8,1	28,2	19	5,0	8,4
30,8	18	5,4	9,6	30,5	18	5,3	9,6	29,4	18	5,0	9,6	28,4	19	5,0	9,6	27,7	20	5,1	10,1
28,8	22	5,8	11,4	28,4	22	5,7	12,7	27,5	21	5,2	11,7	26,4	22	5,2	11,2	25,5	23	5,2	10,4
27,2	22	5,3	12,8	27,0	21	5,0	11,5	26,1	21	4,8	10,4	25,2	21	4,5	10,4	24,2	23	4,7	9,5
25,7	18	4,0	14,2	25,8	16	3,6	11,8	25,2	17	3,6	10,4	24,5	20	4,2	9,2				
23,6	28	5,4	10,2	23,9	27	5,3	9,5	24,3	26	5,3	8,2	24,6	23	4,8	6,4				
21,0	30	4,9	5,5	22,7	30	5,5	6,2	23,5	27	5,3	6,2	23,7	26	5,2	6,6				
20,8	33	5,4	1,2	21,3	33	5,5	1,2	23,2	30	5,7	6,2	23,4	27	5,2	5,3				
22,0	29	5,0	3,1	24,2	28	5,7	3,1	26,0	25	5,7	2,9	26,5	22	5,2	3,5	26,6	21	5,1	4,0

11—12/IX

17,1	37	4,7	3,9	19,0	37	5,5	1,2	21,2	34	5,7	1,2	22,0	30	5,3	1,2	23,2	22	4,0	1,2
21,1	29	4,8	3,5	22,2	31	5,4	3,1	22,6	31	6,1	3,3	23,1	27	5,2	2,7	23,4	27	5,3	2,5
23,2	27	5,3	4,1	22,9	28	5,5	4,2	22,2	29	5,2	4,3	21,7	30	5,2	3,6	20,9	30	5,1	3,6
26,6	19	4,4	3,8	26,0	19	4,3	3,6	25,2	20	4,3	3,6	24,4	21	4,3	3,4	23,4	23	4,5	3,3
29,2	18	4,8	3,6	28,9	18	4,8	3,1	27,6	19	4,8	2,9	26,8	20	4,8	3,0	26,0	20	4,6	3,1
28,7	13	3,4	4,2	27,9	14	3,4	4,5	27,0	14	3,4	4,0	25,8	15	3,4	4,3				
27,0	16	3,8	7,0	26,7	16	3,8	6,7	25,7	16	3,6	6,7	25,0	17	3,6	7,0	24,2	17	3,5	6,7
25,7	21	4,6	12,6	25,4	20	4,3	13,4	24,7	19	4,0	10,7	24,0	20	4,0	10,6	23,0	21	4,0	9,0
25,0	23	4,7	8,2	25,7	20	4,4	7,8	25,6	19	4,2	7,0	25,0	18	3,9	6,4	24,0	17	3,5	5,7
23,0	25	4,6	5,7	24,3	22	4,5	5,3	24,8	18	3,8	5,0	24,5	16	3,4	4,8	23,8	16	3,2	3,9
23,2	27	5,1	4,1	24,1	25	5,0	4,2	24,6	21	4,4	4,3	24,4	19	4,0	3,8	23,5	19	3,8	3,8
18,8	39	5,5	1,2	20,7	36	5,7	1,2	22,9	30	5,6	3,6	23,7	25	5,0	3,2	23,2	22	4,3	3,2
20,6	40	6,4	2,7	23,5	27	5,2	2,3	—	20	—	2,8	—	16	—	3,3	—	13	—	3,5

13—14/IX

23,2	34	6,3	2,9	25,9	25	5,6	2,9	28,7	19	5,1	2,9	30,4	15	4,5	2,5	30,7	13	4,0	2,1
24,5	35	7,1	5,0	27,1	23	5,5	6,5	28,8	17	4,4	5,7	29,4	15	4,2	5,6	29,3	14	3,9	3,8
25,2	28	5,9	3,4	25,8	28	6,2	4,1	27,4	25	6,1	5,1	28,6	19	5,0	5,7	29,2	17	4,8	5,3
30,7	19	5,8	2,9	30,2	19	5,5	2,9	29,6	18	5,1	3,4	29,2	18	4,9	3,4	28,8	18	4,9	3,0
35,0	11	4,2	3,5	34,7	11	4,2	3,4	33,9	11	4,0	3,4	33,4	11	3,9	3,4	32,7	12	4,2	3,2
34,8	13	5,0	4,7	34,2	14	5,0	4,4	33,4	14	4,9	4,6	32,3	15	5,0	4,6				
31,6	20	6,3	7,8	31,6	19	6,0	7,5	30,9	19	5,8	7,1	30,0	19	5,6	6,5	29,3	19	5,4	5,5
30,6	17	5,0	6,8	30,7	15	4,5	6,8	30,7	13	3,9	6,5	30,0	13	3,8	5,3	29,0	13	3,6	5,1
30,8	16	4,8	7,5	30,8	15	4,5	7,5	30,4	13	3,9	6,5	29,6	13	3,7	6,8	28,9	13	3,6	6,8
29,2	—	—	8,5	28,7	—	—	9,0	28,2	—	—	8,5	27,3	—	—	8,5	26,7	—	—	8,2
26,6	28	6,4	9,7	27,5	25	6,0	8,5	27,5	23	5,7	8,0	27,1	22	5,4	7,5	26,6	20	4,9	6,8
26,0	27	6,0	9,0	26,9	24	5,6	8,1	27,5	20	4,9	6,2	27,4	19	4,8	5,7	26,7	18	4,4	5,5
24,6	30	6,4	8,5	25,7	28	6,1	8,0	26,1	25	5,8	7,9	26,2	24	5,6	7,5	26,6	22	5,3	5,7

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. И. Неушкин, М. А. Петросянц. Синоптическая характеристика периода работы Махталинской экспедиции	3
Д. Л. Лайхтман, З. М. Утина. Влияние макрометеорологических условий на строение пограничного слоя в атмосфере	14
П. А. Воронцов, Т. А. Огнева, Н. В. Серова. Формирование температурного режима почвы и воздуха	21
Б. А. Айзенштат, У. И. Антропова, В. П. Грачева, Т. А. Огнева, Н. В. Серова. Тепловой баланс деятельной поверхности	34
И. Г. Горбунова, Н. В. Серова. Теплофизические характеристики и влажность почвы	44
Г. В. Груза, А. И. Неушкин. Сопоставление реального и геострофического ветра по данным экспедиции	47
Л. А. Ключникова, Д. Л. Лайхтман. Некоторые особенности суточного хода скорости ветра по данным Махталинской экспедиции	52
Л. Р. Орленко. О соотношении между наземным и геострофическим ветром	55
Н. З. Ариель. Некоторые результаты наблюдений за пульсациями температуры и направления ветра	60
Б. Д. Панин. Особенности температурного режима воздуха в непосредственной близости от деятельной поверхности	66
Б. А. Айзенштат. Радиационный метод измерения температуры деятельной поверхности	76
Б. А. Айзенштат. О локальном турбулентном теплообмене в условиях температурно неоднородной деятельной поверхности	80
Б. А. Айзенштат. О поступлении рассеянной радиации на склоны и дно горной долины	84
И. П. Беляева. Потоки отраженной и рассеянной радиации на склоны	105
Д. Л. Лайхтман, Р. М. Каждан, З. М. Утина. Экспериментальное определение лучистого притока тепла в нижнем слое атмосферы	112
П. А. Воронцов. Некоторые особенности строения пограничного слоя атмосферы над пос. Махталы в сентябре 1959 г.	111
А. Д. Джураев. Внутрисуточная изменчивость скорости ветра	128
Г. Х. Цейтин. К вопросу о строении пограничного слоя в нестационарных условиях	132
В. А. Шнайдман. О стационарных волнах в области тропопаузы	148
В. А. Шнайдман. О турбулентности в области поверхностей раздела в атмосфере	151
Б. А. Каган. К теории расчета температуры деятельного слоя моря	155
И. И. Мелентьева. Суточный ход температуры воды и воздуха над морем	169
Приложение	179