

Q_T возрастает, а затем убывает с ростом z . Это означает, что под влиянием турбулентности до высоты 100—120 м происходит охлаждение, а выше — нагревание воздуха. Приведенные данные показывают, что распределение температуры и ее суточные колебания в пограничном слое обуславливаются не только турбулентным, но и радиационным притоком тепла. Известную роль могут играть адвективный и конденсационный притоки тепла.

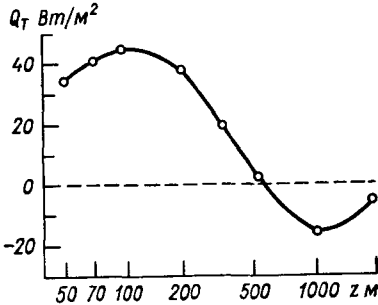


Рис. 10.9. Вертикальный турбулентный поток тепла Q_T как функция высоты z по измерениям с самолета над степью.

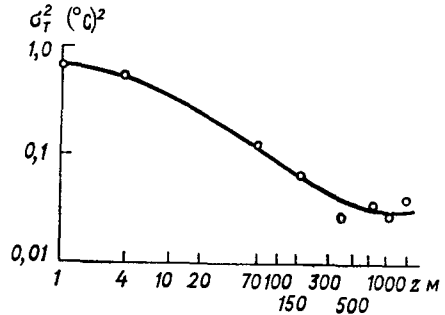


Рис. 10.10. Осредненный по восьми случаям профиль дисперсии температуры (σ_T^2) над степью при неустойчивой стратификации.

Эти же данные указывают на то, что турбулентный поток тепла в пределах пограничного слоя претерпевает значительные изменения и считать его постоянным по высоте, как это нередко допускается в теории, нельзя (предположение о постоянстве Q_T принимается в теории подобия, разрабатываемой в последние годы применительно к пограничному слою).

Теоретические оценки, основанные на решении уравнения притока тепла, показывают, что значения изменения температуры под влиянием непосредственного поглощения радиации воздухом колеблются в зависимости от исходных данных в широких пределах (например, в слое 0—10 м от нескольких десятых до 10—20 °С/ч).

5 Ночное понижение температуры. Заморозки

Изучение ночного понижения температуры воздуха имеет большое значение для народного хозяйства, особенно для сельского хозяйства и транспорта. Задача о ночном понижении температуры тесно связана с проблемой прогноза радиационных туманов, заморозков и др. В настоящее время эта задача достаточно удовлетворительно решена теоретически, хотя учет всех факторов,

в первую очередь облачности, еще связан со значительными принципиальными и техническими трудностями. Существует также большое количество эмпирических формул для прогноза ночного понижения температуры. Эти формулы получены путем статистического анализа результатов непосредственных наблюдений и справедливы, как правило, лишь для тех станций, по материалам наблюдений которых они построены.

В настоящее время разработаны методы расчета ночного понижения температуры только при безоблачном небе. Первая теоретическая схема расчета ночного понижения температуры принадлежит английскому ученому Д. Бренту. Он исходил из того, что ночное понижение температуры сопровождается образованием слоя инверсии, в котором (в сочетании со слабым ветром) турбулентный обмен ослаблен. Оценки показывают, что ночью турбулентный поток тепла в воздухе в 3—5 раз меньше, чем в почве. Ночью отсутствует приток прямой солнечной радиации. Охлаждение же почвы и воздуха происходит под влиянием эффективного излучения земной поверхности B^* , которое в первом приближении можно считать постоянным во времени (см. п. 5 главы 7).

Исходя из этих представлений, Брент построил решение уравнения теплопроводности почвы

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (5.1)$$

считая, что в начальный момент (в вечерние часы) температура постоянна с глубиной ζ , а на поверхности почвы справедливо уравнение теплового баланса, которое при сделанных упрощениях имеет вид

$$-c^* \rho^* k_m \frac{\partial T}{\partial \zeta} = -B^*. \quad (5.2)$$

Анализ решения уравнения (5.1), которое мы не выписываем, приводит к следующей формуле для температуры поверхности почвы и температуры воздуха вблизи нее:

$$T(t, 0) = T(0, 0) - \frac{2B^*}{\sqrt{\pi} c^* \rho^* \sqrt{k_m}} \sqrt{t}. \quad (5.3)$$

Здесь $T(0, 0)$ — температура в начальный момент $t=0$ (вблизи момента захода Солнца), c^* — удельная теплоемкость почвы, ρ^* — плотность почвы, k_m — коэффициент теплопроводности.

Согласно формуле (5.3), температура воздуха вблизи почвы понижается тем быстрее, чем больше эффективное излучение B^* и чем меньше произведение $c^* \rho^* \sqrt{k_m}$.

На рис. 10.11 воспроизведен график, позволяющий рассчитать понижение температуры поверхности почвы за первый час, т. е.

величину $T(1, 0) - T(0, 0)$, при разных значениях эффективного излучения и различном увлажнении почвы (температуропроводность зависит от ее влажности). При большом эффективном излучении ($B^* \approx 0,08$ кВт/м²) температура сухой почвы, согласно графику, может понизиться за первый час на 6—7°C. Со временем понижение температуры замедляется. Из формулы (5.3) следует

$$\frac{dT(t, 0)}{dt} = - \frac{2B^*}{\sqrt{\pi} c^* \rho^* \sqrt{k_m}} \frac{1}{2\sqrt{t}} = \frac{T(1, 0) - T(0, 0)}{2\sqrt{t}}. \quad (5.4)$$

В более общей теории учтены отклонение начального распределения температуры почвы от изотермического, а также влияние

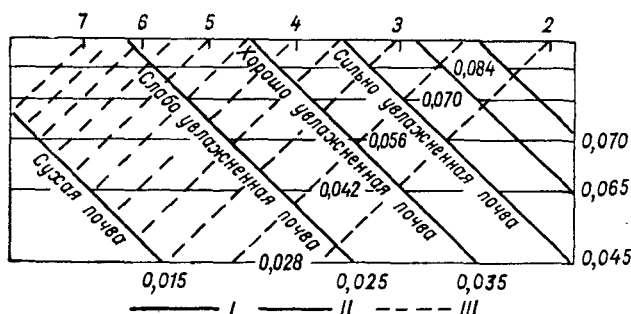


Рис. 10.11. График для определения понижения температуры поверхности почвы за 1 ч при разных условиях.

I — изолинии температуропроводности почвы (цифры — значения k_x в см²/с), *II* — изолинии эффективного излучения (кВт/м²), *III* — понижение температуры (°C) за первый час.

на температуру почвы турбулентного притока тепла из атмосферы и тепла, затрачиваемого на испарение.

Заморозком называется понижение температуры ниже 0°C на фоне устойчивой положительной средней суточной температуры.

Различают два типа заморозков:

1) радиационные, обусловленные охлаждением почвы вследствие эффективного излучения и наблюдающиеся наиболее часто ночью;

2) адвективные, вызванные приходом более холодной по сравнению с земной поверхностью воздушной массы (адвекция холода).

В отличие от радиационных, адвективные заморозки могут наблюдаться в любую часть суток. В средних широтах адвективные заморозки особенно часто наблюдаются в мае. Это так называемые майские холода, связанные с вторжением арктического воздуха. Понижение температуры, вызванное адвекцией холодного воздуха, ночью усиливается выхолаживанием воздуха путем излучения (облачность в ночные часы при адвекции холода, как правило, отсутствует).

Благоприятными условиями для ночного понижения температуры и появления заморозков служат: а) низкая влажность воздуха, б) слабый ветер, в) отсутствие облачности.

Поскольку заморозки наносят большой вред сельскохозяйственным культурам (особенно в фазе цветения и молочной спелости), то принимаются меры защиты растений от заморозков. Наиболее широкое распространение получили методы, основанные на задымлении предохраняемого от заморозка участка. Дымление производится как путем сжигания заранее приготовленных дымовых куч, так и с помощью специальных дымовых шашек.

Интенсивность заморозка под влиянием дымления снижается вследствие уменьшения эффективного излучения земной поверхности, тепла, образовавшегося при сгорании куч, а также тепла, выделившегося при конденсации водяного пара на гигроскопических частицах дыма. Хотя повышение температуры воздуха (по сравнению с неохраняемым участком) за счет дымления сравнительно невелико (обычно 1—2°C), оно во многих случаях оказывается достаточным, чтобы температура воздуха не опускалась ниже критической (которая установлена для разных культур в каждой фазе их развития).

Для борьбы с заморозком наряду с дымлением получил распространение также метод, основанный на увлажнении воздуха и почвы (чаще всего путем полива). При этом снижается эффективное излучение и увеличивается поток тепла из глубины к поверхности почвы.

В основе третьего метода борьбы с заморозками лежит непосредственный обогрев растений с помощью специальных грелок. Этот метод более эффективный, однако он и более дорогой, поэтому применяется значительно реже, чем дымление и увлажнение.