

суточный ход температуры при такой же зависимости k от z и периодической зависимости k от времени t :

$$k = (1 + \nu \cos \omega t) \bar{k}(z),$$

где \bar{k} — среднее суточное значение k на высоте z , $\nu \bar{k}(z)$ — амплитуда суточных колебаний k на той же высоте.

Впервые на необходимость учета зависимости k от времени обратил внимание Б. И. Извеков в 1929 г. в связи с разработкой теории суточного хода скорости ветра.

В суточные изменения температуры воздуха, как показали расчеты, основной вклад вносят колебания температуры земной поверхности, которые в свою очередь связаны с колебаниями притока солнечной радиации. Поправка, обусловленная суточным ходом k , на высоте 2 м, как правило, не превышает 1°C. При учете зависимости k от t вычисленная температура днем и ее дневной максимум, а также разность температур воздух—почва несколько уменьшаются, ночью же, наоборот, эта разность увеличивается.

Из работ более позднего времени назовем исследования Х. Куо (1968 г.) и Т. Сасамори (1970 г.). В них изучен суточный ход температуры с учетом теплообмена и поглощения радиации водяным паром. Куо пришел к выводу, что для объяснения суточного хода температуры, наблюдаемого в О'Нейле летом, нужно предположить следующее: а) коэффициент турбулентности резко растет с высотой (от значений меньше 10^{-3} м²/с при $z=0$ до 10 м²/с при $z > 10$ м); б) некоторую роль играет поглощение солнечной радиации водяным паром; в) коэффициент турбулентности и радиационный приток тепла зависят от температуры; г) в переносе тепла принимает участие конвекция (вертикальные движения масштаба кучевых облаков). Суточный ход температуры зимой находит объяснение на основе теоретической модели, учитывающей лишь турбулентный теплообмен.

4 О роли радиационных притоков тепла в пограничном слое атмосферы

Детальные измерения радиационных потоков с помощью самолета выполнены в летний период (июль и август) вблизи Цимлянска (над степью), Днепропетровска (над степью) и Геленджика (над морем) в 1965—1966 гг. Потоки измерялись в безоблачную погоду на горизонтальных площадках, расположенных на высоте от 50 до 1500 м над поверхностью земли, в течение 10 мин, что позволило проводить осреднение по 30—40 отсчетам.

В околополуденные часы восходящий поток U длинноволнового излучения над степью и на высоте 50 м заключен в пределах 0,52—

0,59 кВт/м², на высоте 1000 м — 0,45—0,50 кВт/м²; ночью восходящий поток U мало изменяется с высотой и в слое 50—1500 м составляет около 0,38 кВт/м². Нисходящий поток G колеблется от 0,24—0,31 кВт/м² ночью до 0,28—0,42 кВт/м² днем.

Данные о потоках использованы для расчета радиационных притоков ϵ , сведения о которых помещены в табл. 10.11. Средние значения определены по результатам наблюдений в Цимлянске (в течение 5 сут), Днепропетровске (7 сут) и Геленджике (5 сут).

Таблица 10.11. Средние притоки коротковолновой солнечной (ϵ_K) и длинноволновой ($\epsilon_{дл}$) радиации (кВт/(м²·км)) в слое 50—1000 м

Пункт	Радиация	Часть суток	
		день	ночь
Цимлянск	ϵ_K	0,024	
	$\epsilon_{дл}$	0,026	—0,024
	$\epsilon_K + \epsilon_{дл}$	0,050	
Днепропетровск	ϵ_K	0,066	
	$\epsilon_{дл}$	0,0006	—0,034
	$\epsilon_K + \epsilon_{дл}$	0,066	
Геленджик	ϵ_K	0,085	
	$\epsilon_{дл}$	—0,026	—0,071
	$\epsilon_K + \epsilon_{дл}$	0,058	

Наиболее существенной особенностью, установленной по приведенным данным, является положительный приток длинноволновой радиации днем: в районе Цимлянска $\epsilon_{дл}$ изменялось от 0,016 до 0,034 кВт/(м²·км), но было больше нуля во всех трех случаях, по которым рассчитано среднее значение; в Днепропетровске днем $\epsilon_{дл} > 0$ в трех случаях из пяти, в Геленджике во всех трех случаях дневные значения $\epsilon_{дл} < 0$ (каждый случай включает данные многих измерений в полете продолжительностью 2,0—2,5 ч). Отметим, что по данным всех измерений и расчетов значение $\epsilon_{дл}$ вне пограничного слоя всегда меньше нуля. Если $\epsilon_{дл} > 0$, то это означает, что эффективный поток $\Phi = U - G$ убывает с высотой. Такие условия возникают в тех случаях, когда земная поверхность сильно перегрета относительно воздуха (и, следовательно, велико эффективное излучение).

Знак притока $\epsilon_{дл}$, согласно данным табл. 10.11, зависит от ϵ_K : при малых значениях ϵ_K приток $\epsilon_{дл}$ положителен, при больших — отрицателен; при этом чем меньше ϵ_K , тем толще слой, в котором $\epsilon_{дл} > 0$. Можно предположить, что определяющую роль в этой зависимости играет поглощение солнечной радиации аэрозолем. Чем меньше замутнена атмосфера (например, в Цимлянске по сравнению с Днепропетровском), тем меньше ϵ_K ; одновременно больше солнечной радиации поглощается земной поверхностью и увеличи-

вається перегрев ее относительно воздуха. Косвенным подтверждением этой гипотезы служат значения потоков солнечной радиации на высоте 50 м: 0,98 кВт/м² в Цимлянске и 0,73 кВт/м² в Днепропетровске.

Оценка поглощенной водяным паром коротковолновой радиации $\epsilon_{к.п}$ также показала, что вклад аэрозоля велик: отношение $\epsilon_{к}/\epsilon_{к.п}$ колебалось от 1,5 до 5, при этом оно возрастало с увеличением замутненности в исследуемом районе.

Над морем (Геленджик) эффективное излучение в слое 50—1000 м днем и ночью увеличивается с высотой, т. е. всегда наблюдается охлаждение воздуха за счет $\epsilon_{дл}$.

Суммарный радиационный приток ($\epsilon_{к} + \epsilon_{дл}$) в дневные часы как над степью, так и над морем положителен. Под его влиянием происходит нагревание слоя 50—1000 м со скоростью 0,04—0,30°C/ч. Ночью над всеми тремя районами наблюдается радиационное выхолаживание со скоростью 0,03—0,36°C/ч. В более тонких слоях, расположенных вблизи земной поверхности, радиационные притоки вызывают изменения температуры, превышающие приведенные примерно на порядок. При этом основной вклад вносит длинноволновый приток ($\Delta T_{дл}$), обусловленный большой разностью (скачком) температур земной поверхности и воздуха вблизи нее. Средние значения изменения температуры под влиянием поглощения радиации в слое 1—8 м в районе Цимлянска летом при безоблачной погоде составляют:

t ч	8	10	12	14	16	18	20	22	24	2	4	6
$\Delta T_{к}$ °C/ч	0,3	2,2	3,7	1,4	0,4	—	—	—	—	—	—	—
$\Delta T_{дл}$ °C/ч	1,6	4,0	6,2	6,4	4,1	0,7	—0,8	—1,7	—2,8	—3,1	—4,0	—1,4

Приведенные результаты, особенно возможность положительного притока $\epsilon_{дл}$ в дневные часы, представляют большой интерес. Однако следует иметь в виду их предварительный характер вследствие малого количества наблюдений и недостаточной точности измерений. Данные измерений днем, в условиях развитой конвекции, на мачте (в слое 2,5—37 м) и на самолете (50—1000 м) использованы для сравнительной оценки турбулентного ($\epsilon_{т}$) и радиационного ($\epsilon_{к} + \epsilon_{дл} = \epsilon_{л}$) притоков тепла. Оказалось, что во всем пограничном слое эти притоки имеют один и тот же порядок величины. Так, средние значения изменений температуры, обусловленных $\epsilon_{т}$ и $\epsilon_{л}$, составляют соответственно $0,14 \pm 0,04$ и $0,29 \pm 0,12$ °C/ч. Фактическое среднее изменение температуры составило $0,34 \pm 0,05$ °C/ч.

Остановимся на данных (рис. 10.9 и 10.10) о турбулентном потоке тепла $Q_{т}$ и дисперсии температуры $\sigma_{т}^2$, полученных по измерениям на самолете мгновенных (пульсационных) значений температуры и вертикальной скорости (район Цимлянска, дневные условия). В нижней части слоя (примерно до высоты 100—120 м)

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.

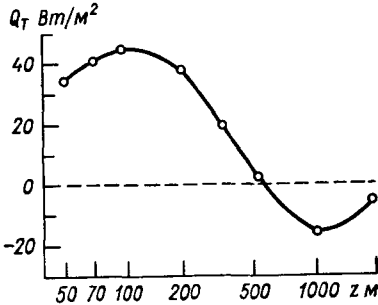


Рис. 10.9. Вертикальный турбулентный поток тепла Q_T как функция высоты z по измерениям с самолета над степью.

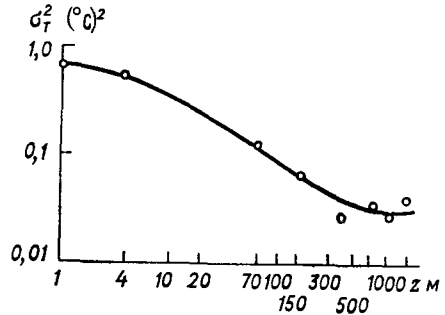


Рис. 10.10. Осредненный по восьми случаям профиль дисперсии температуры (σ_T^2) над степью при неустойчивой стратификации.

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 °C/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,