

Таблица 12.8. Изменение температуры ($^{\circ}\text{C}$) за ночь

z км	Период наблюдений		
	10—20/V 1955 г.	20/V — 3/VI 1960 г.	25/1 — 8/II 1956 г.
0,19	-5,2	-6,4	-6,0
0—1	-1,4	-0,7	-0,1
2—4	-1,3	-1,2	-0,9
5—7	-1,3	-1,5	-1,3
8—10	-1,6	-1,4	-1,2
11—13	-0,9	-2,0	+0,2
14—16	-0,8	-2,1	+0,6
17—19	-0,4	-1,8	-0,6
20—22	+0,1	-2,0	—
2—10	-1,4	-1,4	-1,2
11—19	-0,6	-2,0	-0,3

По данным 16 ракетных зондирований атмосферы, проведенных с 16 июня по 2 июля 1965 г. на полигоне Уайт-Сэнт (32° с. ш.), получены следующие значения амплитуды (2A) и времени (t_m) наступления максимума температуры в ее суточном ходе:

z км	40	44	48	52	56	60
2A $^{\circ}\text{C}$	1,4	3,6	5,5	8,4	7,4	9,8
t_m ч	14,4	17,3	15,3	13,6	12,3	12,1

Выполненные Л. А. Бирюковой и В. Г. Кастровым количественные оценки показали, что одним поглощением радиации озоном и водяным паром нельзя объяснить наблюдаемый суточный ход температуры (амплитуда, обусловленная этим фактором, составляет $0,3^{\circ}\text{C}$ на высоте 3—5 км, $0,2^{\circ}\text{C}$ на 10—15 км, $0,8^{\circ}\text{C}$ на 25 км, $1,6^{\circ}\text{C}$ на 30 км и $2,2^{\circ}\text{C}$ на 35 км). По расчетам Ф. Джонсона, амплитуда суточного хода под влиянием поглощения солнечной радиации составляет: меньше 1°C до высоты 30 км, $4,4^{\circ}\text{C}$ на высоте 42 км, $5,3^{\circ}\text{C}$ на высоте 48 км и $0,97^{\circ}\text{C}$ на 70 км.

5 Непериодические изменения температуры в различных слоях атмосферы

Повседневные наблюдения показывают, что наряду с рассмотренными в предыдущих параграфах сезонными (годовыми) и суточными колебаниями температуры воздуха во всех слоях атмосферы наблюдаются ее непериодические изменения. За сравнительно небольшие промежутки времени (от нескольких часов до

нескольких суток) температура значительно изменяется на разных уровнях.

Межсуточная изменчивость температуры $|\Delta T|$ представляет собой абсолютную величину разности между температурой в некоторый момент текущих суток и температурой в тот же момент (срок) предыдущих суток. Она характеризует неперриодические изменения температуры, поскольку суточный ход при этом исключен. Конкретные значения $|\Delta T|$ колеблются в широких пределах: от десятых долей до 10—15°C в тропосфере и до 20—30°C в стратосфере и мезосфере. Многолетние средние значения $|\Delta T|$ в тропосфере не превышают 3—5°C, при этом зимой $|\Delta T|$ больше, чем летом. Так, по данным наблюдений на территории СССР (выборка включает около 600 случаев) получены следующие средние значения $|\Delta T|$ и междусуточной изменчивости точки росы $|\Delta \tau|$:

Уровень, гПа . . .	Земля	850	700	500
$ \overline{\Delta T} $ °C/сут . . .	3,1	3,1	3,3	3,3
$ \overline{\Delta \tau} $ °C/сут . . .	3,2	4,5	5,7	5,7

При этом у земли $|\Delta T|$ не превышает 1,5°C в 38 % случаев, 2,5°C в 54 %, 4,5°C в 75 %, 7,5°C в 90 % и 10,5°C в 97 %.

Из анализа уравнения притока тепла, полученного в главе 9, следует, что изменение температуры в фиксированной точке пространства происходит под влиянием трех факторов: 1) адвекции, т. е. горизонтального переноса; 2) вертикальных движений; 3) притока тепла. Опытные данные и результаты расчетов указывают на то, что все три фактора играют существенную роль в изменении температуры в атмосфере. Так, Е. М. Орлова и автор показали, что наряду с адвекцией на неперриодическое изменение температуры большое влияние оказывают вертикальные движения. Нередко (примерно в $\frac{1}{3}$ случаев) вертикальные движения определяют знак локальных изменений температуры; при адвекции тепла возможно локальное похолодание, а при адвекции холода — потепление.

В табл. 12.9 приведены средние значения фактического ($\Delta T_{\text{ф}}$) и адвективного ($\Delta T_{\text{а}}$) изменения температуры за 12 ч на разных уровнях и повторяемость различных сочетаний $\Delta T_{\text{ф}}$ и $\Delta T_{\text{а}}$. Из этой таблицы следует, что знаки фактического и адвективного изменения температуры противоположны на уровне 900 гПа в 28 % случаев, на уровнях 700 и 500 гПа в 34 % случаев. При этом знак фактического изменения температуры обуславливается вертикальными движениями или притоком тепла.

Анализ материалов зондирования атмосферы показал, что температура воздуха в стратосфере может изменяться во времени так же резко, как и в тропосфере (до 10—20°C за сутки). Например, в период с 23 января по 1 февраля 1958 г.в Арктике на

Таблица 12.9. Повторяемость и средние арифметические значения ΔT_{ϕ} и ΔT_a за период 1—5 марта 1949 г. (ч. сл.—число случаев)

Группы		Уровень, гПа					
		900		700		500	
		Повторяемость					
ΔT_a	ΔT_{ϕ}	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%
≥ 0	≥ 0	32	48	33	47	29	43
≤ 0	≤ 0	16	24	13	19	16	23
> 0	< 0	12	18	7	10	6	9
< 0	> 0	7	10	17	24	17	25

Группы		Уровень, гПа					
		900		700		500	
		Средние арифметические значения, °С					
ΔT_a	ΔT_{ϕ}	ΔT_a	ΔT_{ϕ}	ΔT_a	ΔT_{ϕ}	ΔT_a	ΔT_{ϕ}
≥ 0	≥ 0	2,5	2,8	2,0	2,4	2,3	3,2
≤ 0	≤ 0	-2,9	-3,8	-2,1	-3,5	-2,6	-2,9
> 0	< 0	2,3	-2,1	0,6	-1,9	2,0	-2,5
< 0	> 0	-2,1	1,6	-2,8	2,4	-3,3	1,5

высоте 15—30 км произошло повышение температуры на 15—35 °С (на уровне 100 гПа на 15 °С, на 30 гПа на 35 °С). Такое же резкое повышение температуры в Арктике произошло в период с 3 по 7 февраля 1957 г. На высоте 20 км температура повысилась от -70 до -28 °С; 6 февраля на высоте 26,5 км был отмечен абсолютный для зимы максимум температуры в Центральной Арктике (-22,4 °С).

Большой интерес представляют данные, характеризующие изменение (эволюцию) поля температуры в развивающихся циклонах и антициклонах. Прежде всего температура воздуха в антициклонах на одном и том же уровне в тропосфере выше, а в стратосфере ниже, чем в циклонах. По мере развития (углубления) циклон становится все более холодным в тропосфере и более теплым в нижней стратосфере. В табл. 12.10 приведены сведения о температуре, которая наблюдалась в циклоне, перемещавшемся

Таблица 12.10. Температура (°С) в разных частях циклона на разных уровнях (по А. А. Павловской)

Уровень, гПа	Часть циклона	Стадия развития		
		I	II	III
500	Передняя	—17... —21	—22... —24	—30... —32
	Тыловая	—22... —28	—36... —37	—36... —38
200	Передняя	—56... —61	—58... —60	—50... —54
	Тыловая	—48... —55	—44... —45	—46... —48
30	Передняя	—50... —52	—60... —62	—62... —64
	Тыловая	—56... —60	—54... —55	—60... —61

из района Уральска сначала на север, а затем на запад 21—24 февраля 1962 г.

Передняя (по направлению движения) часть циклона в тропосфере более теплая, а в нижней стратосфере (200 гПа) более холодная, чем тыловая. По мере развития циклона температура на уровне 500 гПа понижается как в передней, так и в тыловой его части; на уровне 200 гПа наблюдается, хотя и менее значительный, рост температуры. В процессе эволюции циклона поле температуры изменяется и на верхних уровнях (в приведенном примере 30 гПа), при этом выявляется тенденция к понижению температуры по мере развития циклона.

Приведем данные о связи неперіодических изменений температуры на различных уровнях. Для установления таких связей можно использовать отклонения температуры T' от ее среднего значения \bar{T} на фиксированном уровне (или изобарической поверхности).

Количественной мерой связи между отклонениями температуры T'_i и T'_j на изобарических поверхностях p_i и p_j служит коэффициент корреляции

$$r_{ij} = \frac{\overline{T'_i T'_j}}{\sigma_i \sigma_j}.$$

Здесь $\sigma_i^2 = \overline{(T'_i)^2}$ и $\sigma_j^2 = \overline{(T'_j)^2}$ — дисперсия температуры на поверхностях p_i и p_j ; черта означает осреднение по многим случаям (реализациям).

Из табл. 12.11 следует, что между отклонениями температуры на тропосферных уровнях наблюдается положительная связь (коэффициенты корреляции больше нуля). Положительная же связь наблюдается между T' на стратосферных уровнях. Однако коэффициент корреляции между отклонениями температуры в тропосфере и стратосфере отрицателен, при этом он растет по модулю с удалением изобарической поверхности от тропопаузы. Физически это означает, что при повышении (понижении) температуры

Таблица 12.11. Коэффициенты корреляции r_{ij} между отклонениями температуры от средних значений на различных изобарических поверхностях. Северная Америка, 1957 и 1958 гг.

p_i гПа	p_j гПа							
	1000	850	700	500	400	300	200	100
1000	1,00	0,67	0,36	0,47	0,45	0,34	-0,27	-0,14
850	0,67	1,00	0,47	0,68	0,57	0,29	-0,45	-0,45
700	0,56	0,74	1,00	0,48	0,43	0,28	-0,31	-0,29
500	0,51	0,55	0,72	1,00	0,94	0,53	-0,55	-0,70
400	0,49	0,53	0,68	0,99	1,00	0,67	-0,55	-0,70
300	0,41	0,43	0,54	0,75	0,86	1,00	-0,02	-0,46
200	-0,21	-0,11	-0,14	-0,23	-0,23	-0,08	1,00	0,51
100	-0,36	-0,49	-0,64	-0,66	-0,68	-0,65	0,26	1,00

Примечание. Справа от диагонали, вдоль которой $r_{ij}=1,00$, представлены коэффициенты корреляции для зимы, слева от диагонали — коэффициенты для лета.

на одном уровне в большинстве случаев происходит повышение (понижение) температуры на другом, если оба уровня находятся в тропосфере или стратосфере. Если же один из уровней находится в тропосфере, а другой — в стратосфере, то знаки отклонений температуры в большинстве случаев на этих уровнях противоположны.

Как правило, более тесная связь наблюдается между отклонениями температуры на соседних изобарических поверхностях. Однако эта закономерность резко нарушается для уровней 300 и 200 гПа, между которыми чаще всего находится тропопауза. Коэффициенты корреляции между T' на уровнях 300 и 200 гПа зимой и летом близки к нулю.

6 Стратосферные потепления

Приведенные в п. 5 примеры резких изменений температуры относятся к случаям так называемых *зимних стратосферных потеплений в Арктике*, открытых в 1952 г. Р. Шерхагом. За прошедшие с тех пор годы детально изучены многие стороны этого интересного явления. Согласно данным за 1958—1967 гг., наибольшая повторяемость (18 случаев из 23) потеплений в стратосфере приходится на январь—март (в среднем по шести случаев в каждом месяце). В ноябре и декабре повторяемость потеплений в 2 раза меньше. Продолжительность большинства потеплений 7—12 сут (15 случаев из 23). В среднем повышение температуры в процессе потеплений составляет 26°C, при этом наблю-