

широт в сторону экватора и полюсов. Это вторая важнейшая особенность термического режима стратосферы, наблюдаемая зимой (в северном полушарии с ноября по март).

Горизонтальный градиент температуры Γ в стратосфере, согласно рис. 12.2, постоянен — он зависит от широты и высоты. Одна область больших значений Γ наблюдается на границе между приполюсной областью холода и областью тепла умеренных широт. Зимой (с октября по март в северном полушарии) здесь Γ составляет примерно $0,45^\circ\text{C}/100$ км в нижней стратосфере и $0,6\text{--}0,7^\circ\text{C}/100$ км в средней стратосфере. Другая область больших значений Γ наблюдается зимой и летом, она расположена в нижней стратосфере на периферии приэкваториальной области холода. Здесь Γ примерно равно $0,8^\circ\text{C}/100$ км в зимнее время и $0,7^\circ\text{C}/100$ км в другие сезоны года.

Рисунок 12.3 показывает, что с апреля по октябрь в стратосфере на всех широтах преобладает инверсионная стратификация ($\gamma < 0$). Абсолютная величина γ , согласно табл. 12.1, увеличивается в обоих выделенных слоях (16—25 и 25—30 км) с приближением к экватору. Зимой отрицательные значения γ сохраняются лишь в низких широтах. В полярной области (широта 80°) температура продолжает понижаться до высоты 30 км, в умеренных широтах — до 25 км (это явление нередко называют *исчезновением тропопаузы*).

Таблица 12.1. Вертикальные градиенты средней зональной температуры ($^\circ\text{C}/100$ м) в стратосфере

Месяц	Слой, км	φ° с. ш.				
		80	60	50	30	10
I	16—25	0,05	0,03	0,01	—0,20	—0,30
	25—30	0,01	—0,05	—0,08	—0,16	—0,17
VII	16—25	—0,02	—0,03	—0,08	—0,24	—0,31
	25—30	—0,11	—0,14	—0,14	—0,17	—0,18

2 Термический режим стратосферы и мезосферы по ракетным данным

В Советском Союзе регулярное зондирование атмосферы с помощью метеорологических ракет осуществляется с 1951 г. Оно проводится в Арктике (о. Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа), в умеренных широтах (район Волгограда), над океанами (с научно-исследовательских судов погоды). Широкая программа ракетного зондирования атмосферы на материке, островах

и над океанами выполняется также в Соединенных Штатах Америки.

Полученные с помощью ракет данные позволяют составить представление о среднем распределении температуры, давления и плотности воздуха, а также скорости ветра в пределах стратосферы и мезосферы.

Распределение средней (за зиму и лето) зональной температуры до высоты 100 км изображено на рис. 12.4. В слое от зем-

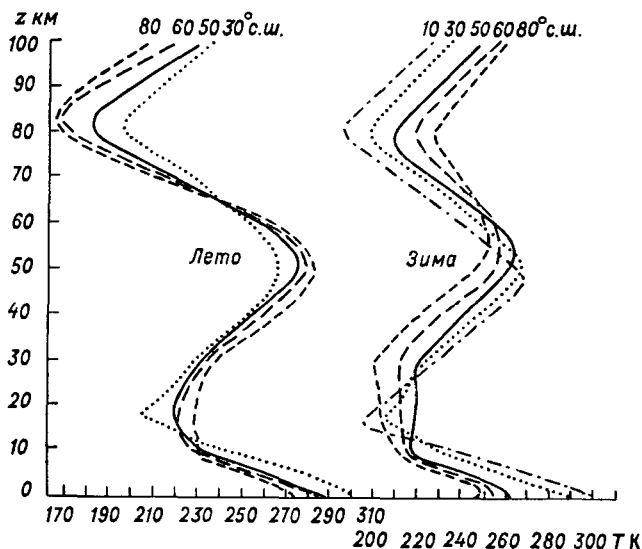


Рис. 12.4. Распределение средней (за зиму и лето) зональной температуры в слое 0—100 км.

ной поверхности до 30 км кривые построены по данным радиозондов, а выше — по данным метеорологических ракет. Летом температура во всей зоне 30—80° с. ш. выше тропопаузы растет с высотой и достигает максимума в стратосфере, на высоте около 50 км. Выше этого уровня температура понижается (примерно до высоты 81—82 км), а далее вновь начинает возрастать. В пределах рассматриваемого слоя (0—100 км) летом существуют два уровня (вблизи 12 и 65 км), где горизонтальный градиент средней зональной температуры $\Gamma \approx 0$. Между этими уровнями горизонтальный градиент температуры направлен от высоких широт к низким, в то время как в тропосфере и выше 65 км он имеет одинаковое направление — от низких широт к высоким.

Зимнее распределение зональной температуры по высоте и горизонтали (см. рис. 12.4) существенно отличается от летнего. В высоких широтах температура продолжает падать и выше тро-

попаузы. В слое от 30 до 45—55 км температура на всех широтах растет с высотой. Уровни с $\Gamma \approx 0$ зимой выявляются неотчетливо: кривые пересекаются на различных высотах. Горизонтальный градиент в слое 20—45 км имеет такое же направление, как и до 10—11 км, т. е. от низких широт к высоким. В слое 10—20 км он направлен от умеренных широт, где наблюдается область тепла, к низким и высоким. Смена направления горизонтального градиента (на противоположное тропосферному) зимой происходит только на высотах более 55—60 км.

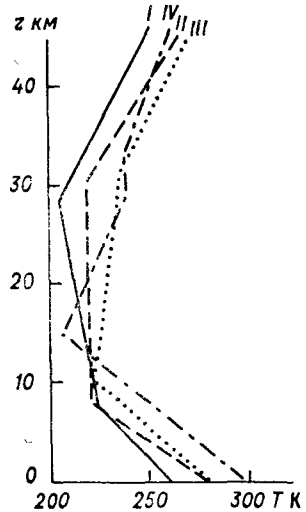


Рис. 12.5. Типичные кривые стратификации, рассчитанные методом наименьших квадратов (по данным измерений с помощью метеорологических ракет).

И. А. Хвостиков и др. путем обработки результатов зондирования атмосферы с помощью ракет пришли к заключению, что все многообразие профилей температуры можно свести к четырем типичным кривым стратификации (рис. 12.5). Кривые I, II и III характерны для умеренных и высоких широт, кривая IV — только для тропических. В полярной области наблюдается четкая сезонная смена кривых стратификации: зимой преобладает распределение I, летом — III, в переходные сезоны — II. В средних широтах такой четкий сезонный ход не наблюдается; во все сезоны года встречается инверсионное (III) и изотермическое (II) распределение.

Обобщение данных зондирования атмосферы над всем северным полушарием проводилось Р. Маргетройдом, Х. П. Погосьяном, В. Р. Дубенцовым, К. Т. Логвиновым и др. На рис. 12.6 приведен вертикальный разрез атмосферы, на котором изображено поле зональной температуры летом и зимой до высоты около 100 км. Стратопауза имеет значительный наклон от полюса к экватору (зимой ее высота над полюсом около 57 км, а над экватором

около 47 км). Температура стратопазы в высоких широтах летом на 15—20 К выше, чем зимой. Расположена же стратопауза зимой на 2—3 км выше, чем летом. Температура мезопаузы в полярной области летом понижается до 170 К, в экваториальной зоне она равна примерно 190 К.

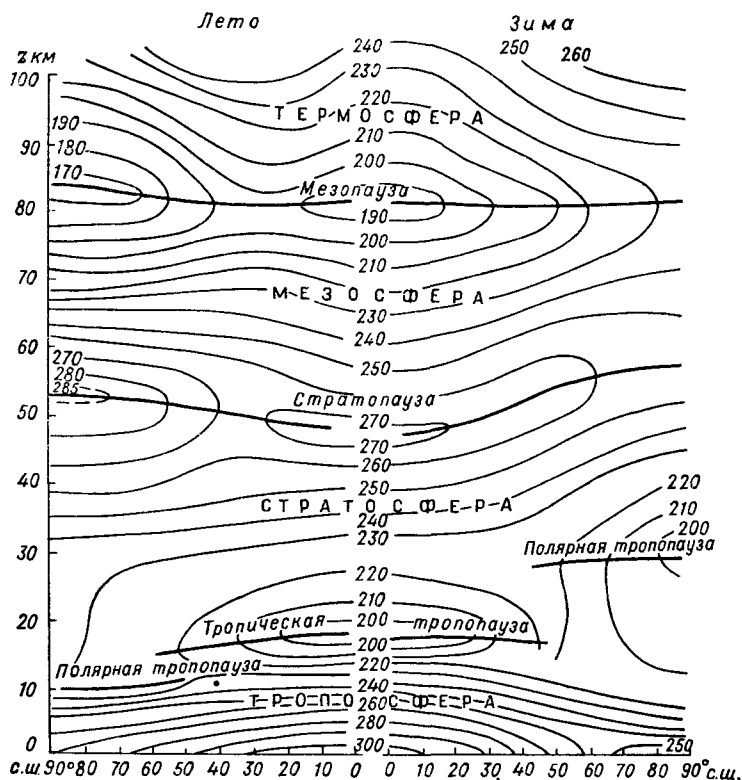


Рис. 12.6. Вертикальный разрез поля зональной температуры (К) зимой и летом в слое 0—100 км. Северное полушарие.

Таблица 12.2. Разность температур (°С) лето—зима

φ° с. ш.	z км									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
80	12	25	35	49	35	15	-24	-57	-63	-49
60	13	11	25	32	22	6	-22	-44	-51	-32
50	13	0	12	20	14	0	-10	-23	-28	-14
30	8	2	4	5	0	4	5	0	0	4

Изменение температуры от лета к зиме на различных высотах и широтах иллюстрирует табл. 12.2. Согласно данным этой таблицы, температура воздуха в слое 10—60 км летом значительно выше, чем зимой; в слое 60—70 км в высоких и средних широтах эта разность меняет знак, в слое 70—100 км температура летом на несколько десятков градусов ниже, чем зимой.

3 Влияние материков и океанов на распределение температуры в атмосфере

Чисто зональные поля метеорологических величин, поскольку они зависят только от широты и высоты, следует рассматривать как сильную идеализацию реальных полей. Такое состояние атмосферы, вероятно, было бы возможным над однородной земной поверхностью. Поскольку фактически земная поверхность очень неоднородна, наблюдаются большие отклонения метеорологических величин от их зональных значений. Наиболее сильное влияние на поле температуры как по масштабам охватываемой территории, так и по степени нарушений зональности оказывают материки и океаны, термические свойства которых существенно различны.

Установлено, что материки и океаны оказывают большое влияние не только на поле температуры вблизи земной поверхности, но и на поле температуры всей тропосферы, стратосферы и, возможно, более высоких слоев.

По данным наблюдений за 14 лет (1950—1963 гг.) И. В. Ханевская определила средние значения температуры для различных широт на уровне моря и на главных изобарических поверхностях отдельно для материков и океанических районов северного полушария. Согласно этим данным, температура воздуха на всех широтах и высотах (до уровня 300 гПа включительно) над океанами зимой выше, а летом ниже, чем над материками. Зимой наибольшие разности температур вблизи уровня моря наблюдаются в полярных (разность около 20 °С) и умеренных (разность 7—8 °С) широтах. Далее к югу они быстро уменьшаются и южнее 30° с. ш. становятся несущественными (на 20° с. ш. только 2 °С). Однако в высоких широтах разности температур быстро уменьшаются с высотой и на уровне 500 гПа составляют только 2—4 °С. В умеренных же широтах в пределах всей тропосферы сохраняются значительные разности температур: 5—8 °С в нижней и средней тропосфере и 3—4 °С в верхней. Летом наиболее сильное тепловое воздействие материки оказывают в зоне 30—40° с. ш., где разности температур сохраняются достаточно большими вплоть до уровня 200 гПа (в среднем 6—8 °С).