

## Глава 12 Термический режим тропосферы, стратосферы и мезосферы

В этой главе приводятся сведения об особенностях распределения температуры в атмосфере на основе тех данных, которые получены к настоящему времени с помощью радиозондов и ракет.

Основное внимание уделяется *зональному* распределению температуры. Поле температуры (равно как и других величин) называется *зональным*, если температура не зависит от долготы, а является функцией лишь широты и высоты точки над уровнем моря. Представление о зональном поле можно получить, если осреднить наблюдаемые температуры по кругам широт.

### 1 Распределение температуры в тропосфере и нижней стратосфере

В последние десятилетия построены вертикальные разрезы поля зональной температуры в северном и южном полушариях по наблюдениям на многих станциях (350 — в северном и 139 — в южном) за период 8—14 лет. Такие разрезы, построенные И. В. Ханевской, представлены на рис. 12.1.

Горизонтальный градиент зональной температуры  $\Gamma$  в тропосфере зимой и летом направлен от экватора к полюсам. Общее понижение температуры от экватора к полярным широтам (от 0 до 70°) зимой в том и другом полушарии примерно одинаковое: 35—50°С в нижней и 25—30°С в верхней тропосфере. Летом в южном полушарии, где океаны занимают в умеренных широтах 93—100 % поверхности, контраст температур между экватором и полярной областью уменьшается по сравнению с зимой незначительно: до 26°С в нижней и до 20°С в верхней тропосфере. Но зато в северном полушарии, где большая часть занята сушей, разность температур летом почти вдвое меньше, чем зимой. Вблизи уровня моря это различие еще больше: разность температур на экваторе и полюсе равна 60°С в январе и только 28,2°С в июле.

Можно отметить еще одну особенность зонального поля температуры: в южном полушарии летом и особенно зимой в умеренных

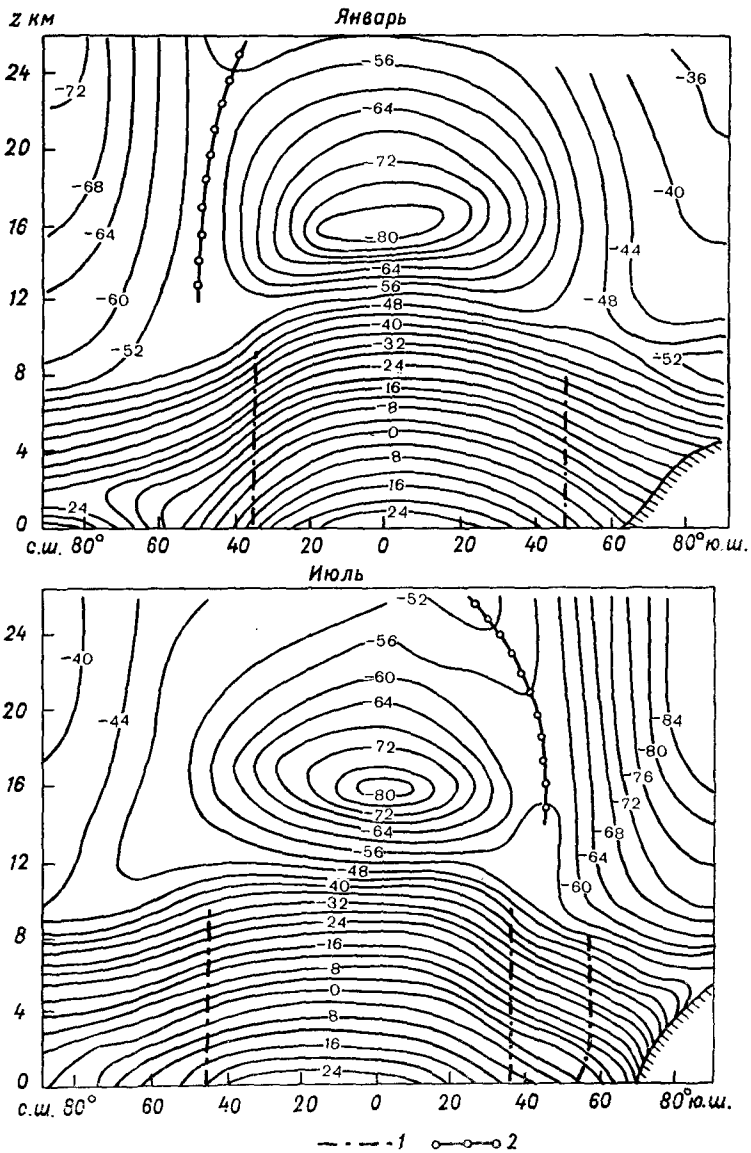


Рис. 12.1. Вертикально-меридиональные разрезы поля средней зональной температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ).

1 — области больших горизонтальных градиентов температуры, 2 — оси стратосферной области тепла.

широтах наблюдается зона наибольших горизонтальных градиентов — около  $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  в январе (лето) и  $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  в июле (зима) на уровне 850 гПа.

В северном полушарии, как показывает рис. 12.2, в тропосфере имеются две зоны больших значений  $\Gamma$ . Одна из них расположена между  $30$  и  $50^{\circ}$  с. ш. Она существует постоянно и лишь несколько смещается по широте в течение года. С ноября по март ось этой

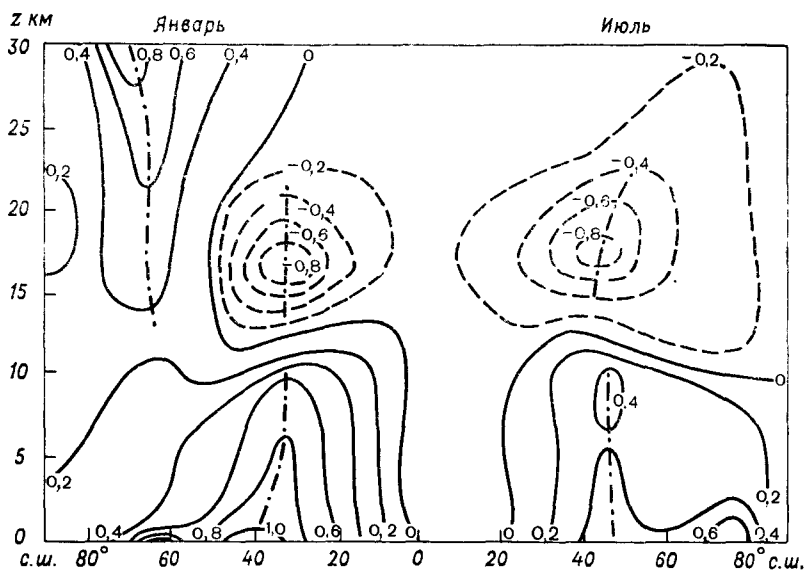


Рис. 12.2. Вертикальный разрез поля горизонтальных градиентов зональной температуры ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$ ).

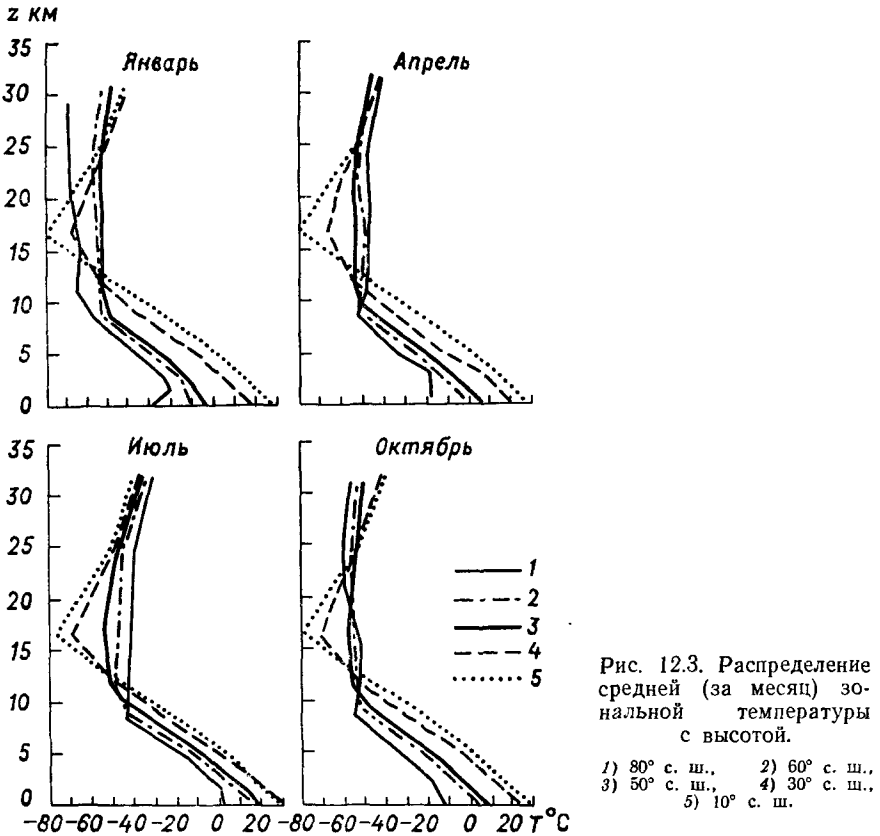
зоны (штрихпунктирная линия на рис. 12.2) лежит между  $30$  и  $40^{\circ}$  с. ш. Средние значения  $\Gamma$  достигают здесь  $0,9$ — $1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  у поверхности земли и  $0,65$ — $0,70^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  на более высоких уровнях тропосферы. С апреля по октябрь зона больших значений  $\Gamma$  находится между  $40$  и  $50^{\circ}$  с. ш., горизонтальные градиенты равны  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  у поверхности земли и  $0,35$ — $0,45^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$  на других уровнях.

Вторая зона больших значений  $\Gamma$ , охватывающая лишь самую нижнюю часть тропосферы (особенно зимой), расположена в полярных широтах — вблизи  $65^{\circ}$  с. ш. зимой и  $75^{\circ}$  с. ш. летом.

Характерной особенностью вертикального распределения температуры в тропосфере является понижение ее с высотой на всех широтах. Среднее по полушарию значение вертикального градиента температуры  $\gamma$  составляет  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Однако от этого среднего наблюдаются значительные отклонения в зависимости от

высоты и широты. На рис. 12.3 приведено распределение зональной температуры в различные сезоны на разных широтах.

В пограничном слое (до высоты около 1,5 км) средние вертикальные градиенты к северу от 30° с. ш. в течение всего года меньше, чем в остальной части тропосферы. В умеренных шירו-



тах они изменяются от 0,05—0,10 °C/100 м зимой до 0,44 °C/100 м летом. За полярным кругом зимой и весной преобладает рост температуры с высотой (инверсионное распределение), а летом и осенью — медленное понижение. В средней и верхней тропосфере вертикальные градиенты больше, чем в пограничном слое. От зимы к лету в средней тропосфере умеренных широт  $\gamma$  изменяется от 0,40 до 0,55 °C/100 м, в верхней — от 0,60 до 0,70 °C/100 м.

В низких широтах вертикальные градиенты в верхней тропосфере значительно больше, чем в умеренных широтах: около 0,50 °C/100 м во все сезоны года. В средней тропосфере низких

широт они равны  $0,50—0,60\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ м}$ , в верхней  $0,70—0,75\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ м}$ .

Наиболее высокие температуры (так называемый термический экватор) на всех уровнях тропосферы наблюдаются в июле вблизи  $20^\circ\text{ с. ш.}$ , а в январе вблизи географического экватора.

Анализ рис. 12.1 и 12.3 показывает, что высота тропопаузы даже по осредненным во времени данным испытывает большие колебания в зависимости от широты и времени года.

Наиболее высокая (16—17 км) и холодная (от  $-76$  до  $-82\text{ }^\circ\text{C}$ ) тропопауза наблюдается в экваториальной области. В умеренных широтах тропопауза располагается на высоте 9—10 км зимой и 11—12 км летом; на  $50^\circ\text{ с. ш.}$  температура ее равна примерно  $-55\text{ }^\circ\text{C}$  в течение всего года. Наиболее низкая тропопауза (8—9 км) отмечается в полярной области.

Увеличение толщины тропосферы и высоты тропопаузы в низких широтах можно объяснить влиянием вертикального обмена. Интенсивность обмена в свою очередь зависит от притока солнечной радиации к земной поверхности: там, где этот приток велик, развивается интенсивный турбулентный (конвективный) обмен, распространяющийся до больших высот. Из термодинамики (см. главу 4) известно, что вертикальный турбулентный обмен приближает кривую распределения температуры к сухой или влажной адиабате.

Между температурой  $T_H$  и высотой  $H$  тропопаузы существует связь:

$$T_H = T_0 - \gamma H.$$

Здесь  $T_0$  — температура вблизи земной поверхности,  $\gamma$  — средний по высоте вертикальный градиент.

Из этой формулы следует, что чем больше  $H$ , тем меньше  $T_H$ . Однако на  $T_H$  оказывает влияние  $T_0$ , а также  $\gamma$ , т. е. не существует однозначной связи между  $H$  и  $T_H$ .

Коэффициенты корреляции  $r$  между  $H$  и  $T_H$  равны  $-0,6$ ,  $-0,7$ ; значения  $r < 0$  указывают на то, что с ростом  $H$  температура тропопаузы понижается. Однако такая зависимость имеет место не во всех случаях (примерно  $3/4$  случаев). В  $1/4$  оставшихся случаев между  $H$  и  $T_H$  существует прямая зависимость: с увеличением  $H$  растет и  $T_H$ . В этих случаях определяющее влияние на  $T_H$  оказывает температура  $T_0$  вблизи земной поверхности. Так, в годовом ходе увеличение  $H$  летом сопровождается в умеренных широтах ростом  $T_H$ .

Характерной особенностью широтного распределения  $H$  является наличие разрыва тропопаузы в субтропических широтах ( $30—40^\circ$ ): в экваториальных и тропических широтах высота тропопаузы составляет 16—17 км и мало изменяется с широтой, в умеренных и высоких широтах тропопауза расположена на высоте 8—12 км, при этом происходит медленное понижение тро-

попаузы в сторону полюсов. Ширина зоны разрыва тропопаузы достигает 2000—2300 км. В этой зоне нередко наблюдается двойная тропопауза.

В низких широтах северного полушария тропопауза расположена летом (в июле) несколько ниже, чем зимой (в январе). Объяснить это можно влиянием того же притока солнечной радиации, который в январе (за счет меньшего расстояния Земли от Солнца) больше, чем в июле.

*Нижняя стратосфера.* Согласно рис. 12.1, в широтной зоне между  $40^\circ$  с. ш. и  $40^\circ$  ю. ш. во все сезоны года существует область холода. Она охватывает верхнюю часть тропосферы и нижнюю часть стратосферы. Эта область холода — следствие развитого (под влиянием притока солнечной радиации) вертикального турбулентного и конвективного обмена, охватывающего большой слой атмосферы.

Чем больше толщина тропосферы, тем ниже температура в ее верхней части. Вследствие этого же обстоятельства нижняя стратосфера в высоких широтах летом теплая: слабо развитый обмен (над холодной поверхностью) распространяется до сравнительно небольших высот, вследствие чего температура на уровне тропопаузы оказывается значительно выше (составляет от  $-44$  до  $-52^\circ\text{C}$ ), чем в умеренных и, тем более, в низких широтах.

В нижней стратосфере летом *горизонтальный градиент температуры направлен от полюсов к экватору*, т. е. противоположен по направлению горизонтальному градиенту в тропосфере. Эта первая важнейшая особенность термического поля стратосферы, наблюдаемая в летнюю половину года (в северном полушарии с апреля по сентябрь). Правда, переход от тропосферного градиента к стратосферному осуществляется постепенно. Рисунок 12.3 (июль) показывает, что в слое 10—11 км область холода, т. е. самые низкие температуры, наблюдается в умеренных широтах (на  $50^\circ$  и  $60^\circ$  с. ш.) и только выше эта область смещается в более низкие широты.

В зимние месяцы характер горизонтального распределения температуры от экватора до умеренных широт в нижней стратосфере сохраняется: горизонтальный градиент здесь, как и летом, направлен в сторону экватора. Однако зимой в высокие широты солнечная радиация не поступает. Под влиянием собственного излучения формируются области холода, центры которых расположены над полюсами между 25 и 30 км. Температура в центре арктической области холода понижается до  $-73^\circ\text{C}$ , в антарктической области — до  $-85^\circ\text{C}$  и даже ниже.

Наиболее высокие температуры зимой наблюдаются в стратосфере умеренных широт; в нижней стратосфере область тепла располагается между  $40$  и  $60^\circ$  широты, в средней стратосфере она смещается несколько к экватору. Таким образом, в стратосфере зимой *горизонтальный градиент направлен от умеренных*

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  $\Gamma$  в стратосфере, согласно рис. 12.2, постоянен — он зависит от широты и высоты. Одна область больших значений  $\Gamma$  наблюдается на границе между приполюсной областью холода и областью тепла умеренных широт. Зимой (с октября по март в северном полушарии) здесь  $\Gamma$  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  $\Gamma$  наблюдается зимой и летом, она расположена в нижней стратосфере на периферии приэкваториальной области холода. Здесь  $\Gamma$  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  $\gamma$ , согласно табл. 12.1, увеличивается в обоих выделенных слоях (16—25 и 25—30 км) с приближением к экватору. Зимой отрицательные значения  $\gamma$  сохраняются лишь в низких широтах. В полярной области (широта  $80^\circ$ ) 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	$\varphi^\circ$ 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