

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

**Александрова А.Э.
Школа №1499 ДО 6**

Москва

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

1. Причины изменений температуры воздуха

- Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывные изменения этого распределения называют тепловым режимом атмосферы. Тепловой режим атмосферы является важнейшей характеристикой климата и определяется прежде всего теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой. Теплообмен осуществляется *радиационным путем*, т.е. при собственном излучении из воздуха и при поглощении воздухом радиации Солнца, земной поверхности и других атмосферных слоев. *Путем теплопроводности* — молекулярной между воздухом и земной поверхностью и турбулентной внутри атмосферы. Передача тепла между земной поверхностью и воздухом может происходить в результате *испарения* и последующей *конденсации* или *кристаллизации водяного пара*.

Кроме того, изменения температуры воздуха могут происходить независимо от теплообмена, *адиабатически*. Такие изменения температуры, как известно, связаны с изменениями атмосферного давления, особенно при вертикальных движениях воздуха .

Перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла из одних слоев атмосферы в другие.

Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или обратно. Для высоких слоев атмосферы теплообмен с земной поверхностью имеет меньшее значение. *Различают индивидуальные и локальные (местные) изменения температуры.*

Индивидуальными называют изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха, сохраняющего свою целостность в процессе движения.

Локальными называют изменения температуры в некоторой точке внутри атмосферы *с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря.*

2. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

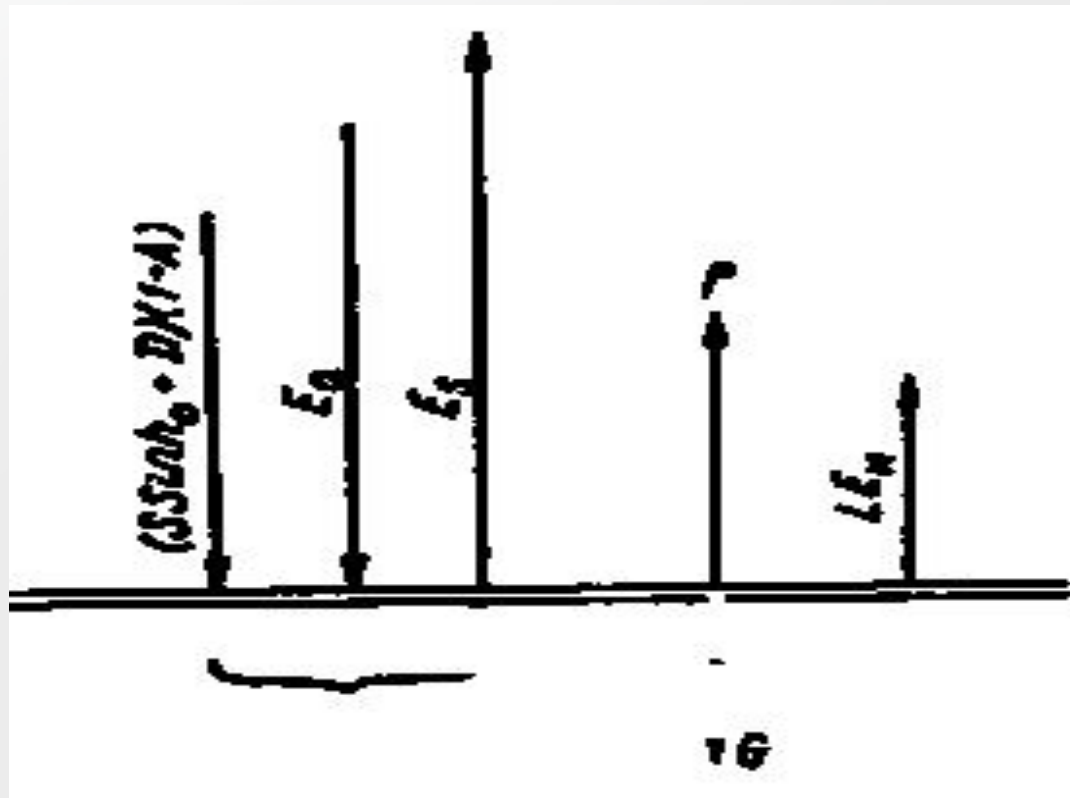
Изменения температуры в нижних слоях атмосферы прежде всего определяются изменениями температуры земной поверхности, следуют за этими изменениями.

На земную поверхность поступают суммарная радиация и встречное излучение атмосферы. Они в большей или меньшей степени поглощаются поверхностью, т.е. идут на нагревание верхних слоев почвы и воды. В то же время земная поверхность *излучает сама* и тем самым теряет тепло.

К земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, *путем турбулентной теплопроводности*. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу.

Земная поверхность получает тепло *при конденсации на ней водяного пара из воздуха* или *теряет тепло при испарении с нее воды*. В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние. Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю. Это и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, *не следует, что температура поверхности не меняется*. Если передача тепла направлена вниз, то тепло, приходящее к поверхности сверху и уходящее от нее вглубь, в значительной части остается в самом верхнем слое почвы или воды — в так называемом *деятельном слое*. Температура этого слоя, следовательно, и температура земной поверхности при этом возрастают. При передаче тепла через земную поверхность снизу вверх, в атмосферу, тепло уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности падает.



. Составляющие
теплового баланса
земной поверхности в
дневное время суток

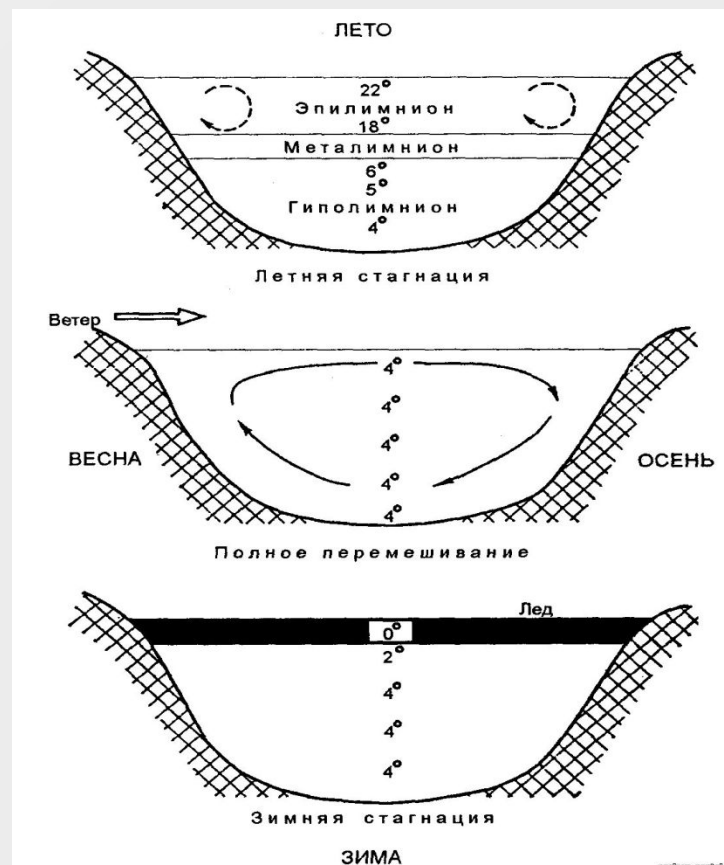
РАЗЛИЧИЯ В ТЕПЛОВОМ РЕЖИМЕ ПОЧВЫ И ВОДОЕМОВ

- Существуют резкие различия в нагревании и тепловых особенностях поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов. В почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводности, а в легкоподвижной воде — также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. Турбулентность в водоемах обусловлена прежде всего волнением и течениями. В ночное время суток и в холодное время года к этого рода турбулентности присоединяется термическая конвекция: охлажденная на поверхности вода опускается вниз вследствие возросшей плотности и замещается более теплой водой из нижних слоев. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и в связанной с ним передаче тепла играет также испарение.

Суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве — менее одного метра. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве — только на 10—20 м.

Таблица 5.4. Термические параметры почв разных климатических зон (по В.Н.Димо, 1977).

Тип режима почвы, теплообеспеченность	Сумма t° воздуха >10°	Сумма t° почвы >10° на 20 см	Период -t° на 20 см месяцы
Арктический, низкая	0–300	0	>8
Субарктический, –”–	300–500	0–400	5–8
Очень холодный, весьма слабая	500–900	400–800	5–8
Холодный, –”–	900–1250	800–1200	2–8
Умеренно холодный, ниже средней	1250–1600	1200–1600	2–8
Умеренный, средняя	1600–2000	1600–2100	2–8
Умеренно теплый, выше средней	2000–2500	2100–2700	1–8
Теплый, хорошая	2500–3100	2700–3400	<5
Очень теплый, весьма хорошая	3100–3800	3400–4400	<5
Субтропический, высокая	3800–4900	4400–5600	<2
То же, жаркий, весьма высокая	4900–6100	5600–7200	0



4. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

- Температура на поверхности почвы имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода солнца. Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе на высоте метеорологической будки. Ночные минимумы температуры, наоборот, на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как прежде всего почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух.
- Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется суточной амплитудой температуры.
- В Московской области в зимние месяцы многолетняя средняя суточная амплитуда температуры на поверхности почвы (снега) 5—10°C, в летние — 10—20°C.

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции склонов, т.е. от того, как ориентирован наклон данного участка земной поверхности по отношению к странам света.

Суточный ход температуры почвы зависит также от почвенного покрова. Температура поверхности почвы, конечно, меняется и в годовом ходе. В тропических широтах ее годовая амплитуда небольшая и растет с широтой. В Северном полушарии на широте 10° она около 3°C , на широте 30° около 10°C , на широте 50° в среднем около 25°C .

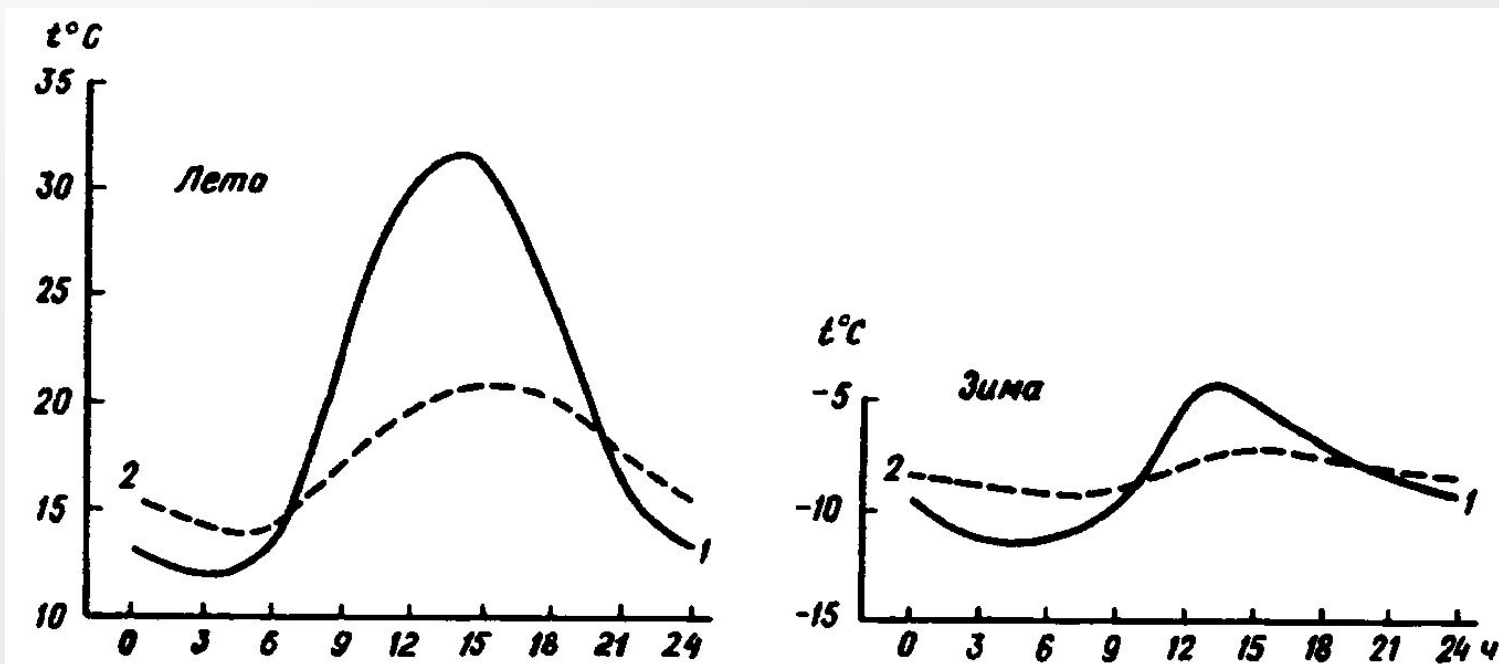


Рис. 5.2. Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (1) и в воздухе на высоте 2 м (2) летом и зимой. Москва (МГУ)

5. ВЛИЯНИЕ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

- *Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью.* Ночное излучение происходит преимущественно с поверхности растительности. Поэтому растительность охлаждается больше, чем почва под растительным покровом. Днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы.
- Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла.
- Растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы. Снежный покров зимой ее повышает. Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы; это уменьшение составляет около 10°C в сравнении с обнаженной почвой.

Растительный покров почвы.



Озимые на Ставрополье
укрыты снежным
покрывалом

6. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛА В ГЛУБЬ ПОЧВЫ

- К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье. Законы распространения тепла в почве носят название *законов Фурье*. Наблюдения показывают, что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.
- *Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры.* Независимо от типа почвы *период колебаний температуры не изменяется с глубиной (первый закон Фурье)*.

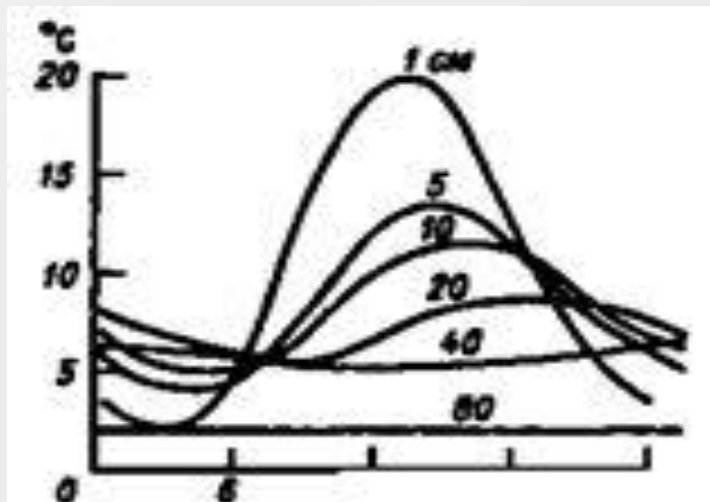
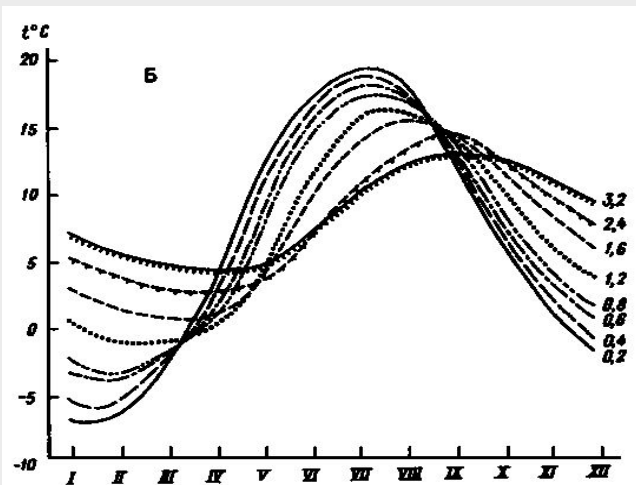
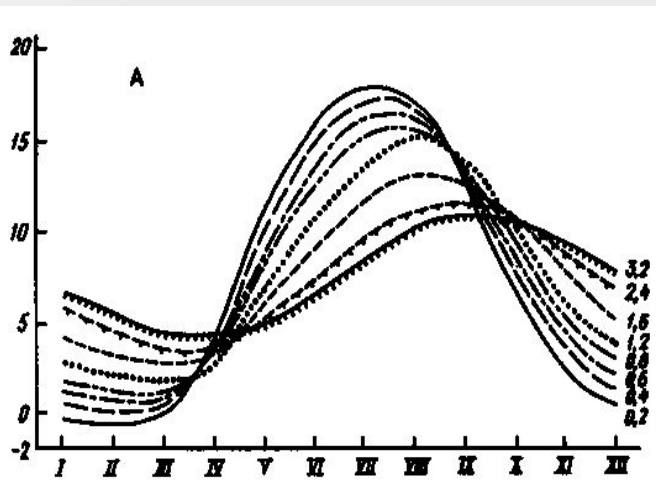


Рис. 5.3. Суточный ход температуры почвы на разных глубинах — от 1 до 80 см. Павловск, май

Закон показывает, что *возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической (второй закон Фурье)*. Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной по тому же закону. Однако годовые колебания распространяются до большей глубины, что объясняется более длительным временем их распространения.

Сроки наступления максимальных и минимальных температур, как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины (третий закон Фурье). Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20—30 дней на каждый метр глубины. Так, в Москве на глубине 3 м минимум температуры наблюдается не в январе, а в апреле, максимум — не в июле, а в сентябре .



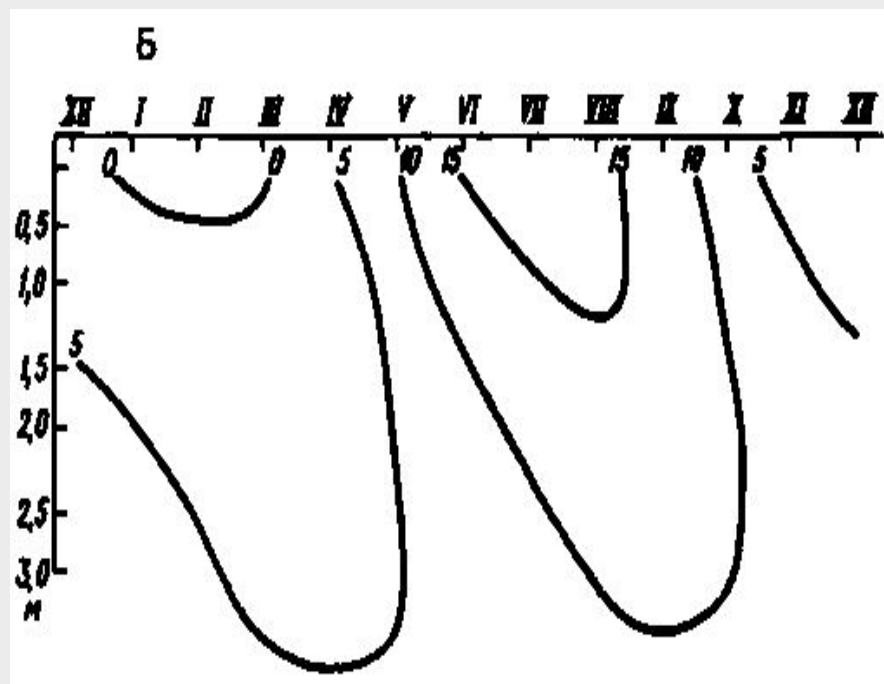
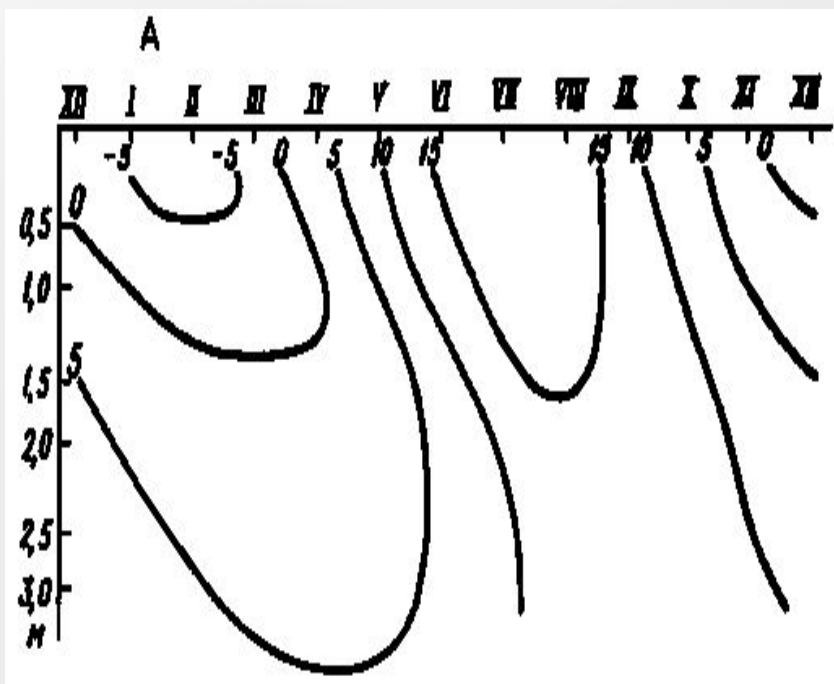
Годовой ход температуры почвы на разных глубинах в Москве под травяным покровом (А) и на оголенной поверхности (Б)

Четвертый закон Фурье гласит: глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т.е. как 1:7365. Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания, в 19 раз больше глубины, на которой затухают суточные колебания. И этот закон, как и остальные законы Фурье, достаточно хорошо подтверждается наблюдениями. Осложнения вызываются неоднородностью состава и структуры почвы.

С различиями в годовом ходе температуры на разных глубинах связано распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны: летом температура от поверхности почвы в глубину падает, зимой — растет; весной она сначала убывает, а потом растет, осенью — сначала растет, а затем убывает.

Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью *графика изоплет*, на котором по оси абсцисс откладывается время в часах или в месяцах года, а по оси ординат — глубина в почве. Каждой точке на графике соответствуют определенное время и определенная глубина.

Изоплеты годового хода температуры почвы в Москве (МГУ) на оголенном участке (А) и под травяным покровом (Б).

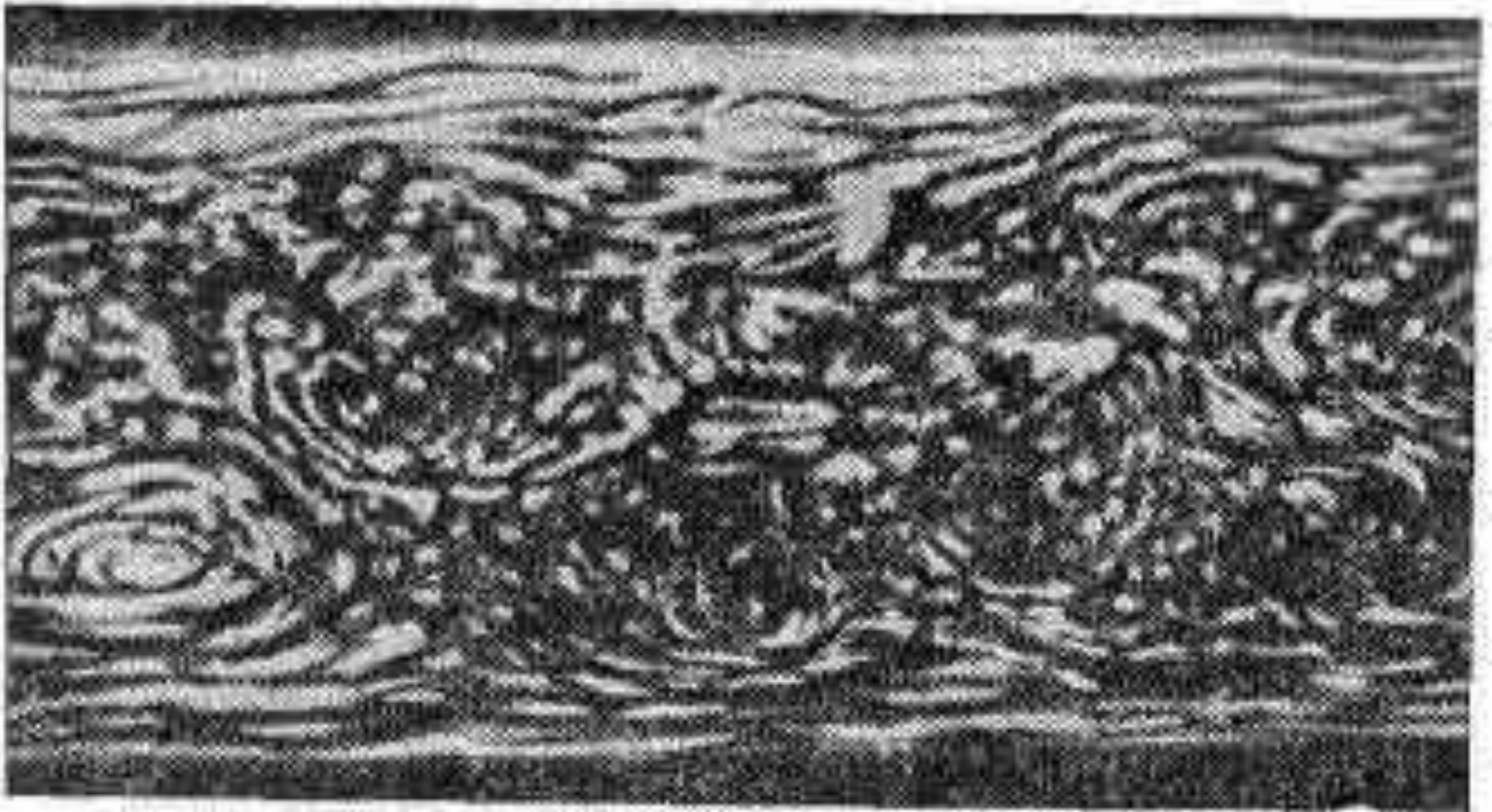


7. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЕМОВ И В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ВОДЫ

Тепло в воде распространяется преимущественно *путем турбулентности*. Поэтому и нагревание, и охлаждение распространяются в водоемах на более толстый и обладающий большей теплоемкостью слой, чем в почве. Вследствие этого изменения температуры на поверхности воды незначительны .

Амплитуда температуры порядка десятых долей градуса: около $0,1—0,2^{\circ}\text{C}$ в умеренных широтах, около $0,5^{\circ}\text{C}$ в тропиках. В южных морях Европы суточная амплитуда температуры больше — $1—2^{\circ}\text{C}$; на поверхности больших озер в умеренных широтах еще больше — $2—5^{\circ}\text{C}$.

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше, чем суточная, но она меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы. В тропиках она порядка $2—3^{\circ}\text{C}$, под 40° с.ш. около 10°C , а под 40° ю.ш. около 5°C .



Турбулентное течение, осреднённой скорости по сечению потока.

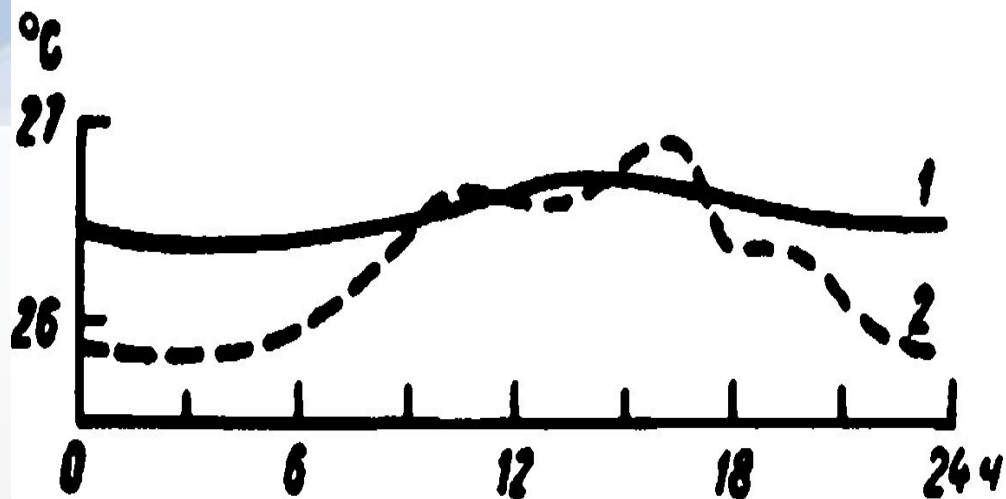


Рис. 5.6. Суточный ход температуры поверхности моря (1) и температуры воздуха на высоте 6 м (2) в тропической Атлантике

На внутренних морях и глубоководных озерах возможны значительно большие годовые амплитуды — до 20°C и более.

Как суточные, так и годовые колебания распространяются в воде (также с запозданием) до больших глубин, чем в почве. Суточные колебания

обнаруживаются в море на глубинах до 15—20 м и более, а годовые — до 150—400 м.

8. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Речь идет о *температуре воздуха у земной поверхности*, под которой понимается температура, измеренная в *метеорологической будке*, причем резервуары термометров помещаются на высоте 2 м над поверхностью почвы.

Будка нужна для защиты термометра от прямой солнечной радиации, а также от эффективного излучения земной поверхности и окружающих предметов (зданий, деревьев).

Будку делают из дерева и окрашивают в *белый цвет*, чтобы она максимально отражала солнечные лучи и как можно меньше нагревалась.



Аспирационный психрометр Ассмана.

В экспедиционных условиях и при нестандартных наблюдениях вместо установок в будках применяют для измерения температуры (а также влажности) портативный прибор — *аспирационный психрометр Ассмана*.



Кроме срочных термометров, по которым отсчитывается температура воздуха в сроки наблюдений, применяются *экстремальные термометры* — *максимальный и минимальный*, показывающие наивысшую и наинизшую температуру за промежуток времени между двумя сроками наблюдений.



Термограф М-16

. При стандартных метеорологических наблюдениях применяют *жидкостные термометры*: для срочных наблюдений и для измерения максимальной температуры — *ртутные*, а для минимальной температуры — *спиртовые*. Спиртовой термометр применяют и для срочных наблюдений при температурах ниже точки замерзания ртути (-40°C).

Для специальных измерений температуры на различных уровнях с последующей передачей показаний на расстояние применяются *электрические термометры сопротивления и термоэлементы*.



термометры цифровые



ПРИБОРЫ АВТОМАТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ
ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ

Для непрерывной регистрации изменений температуры применяют самопишущие приборы разной конструкции — *термографы*.

Температура воздуха испытывает постоянные *микроколебания*, периоды которых исчисляются секундами и минутами. Эти колебания связаны с турбулентным состоянием воздуха: мимо приемника термометра все время проходят то более теплые, то более холодные струйки воздуха

Для этого особенно удобны малоинерционные электрические термометры. Но для характеристики погоды и климата такие мелкие колебания температуры не имеют значения. Гораздо важнее знать *общее, выровненное тепловое состояние воздуха*.

На метеорологических станциях службы погоды отсчеты по термометрам делают с точностью до десятых долей градуса. Затем в метеорологических телеграммах эти значения температуры передаются в прогностические центры.

9. СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, *амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть.* Рост температуры воздуха начинается вместе с ростом температуры почвы (минут на 15 позже) утром, после восхода солнца. *Минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца, а максимум — на 14-15 ч.* Суточный ход температуры воздуха достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды. Еще более закономерным представляется он *в среднем из большого числа наблюдений*: многолетние кривые суточного хода температуры — плавные кривые, похожие на синусоиды .

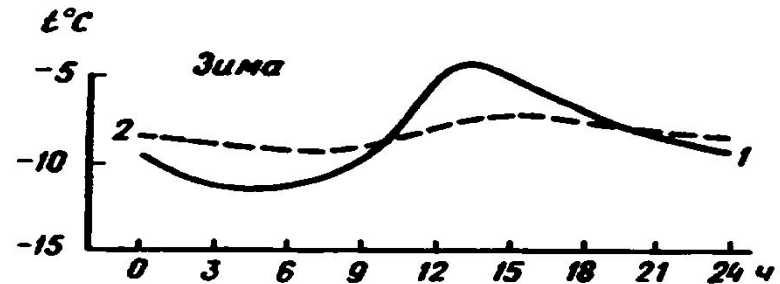
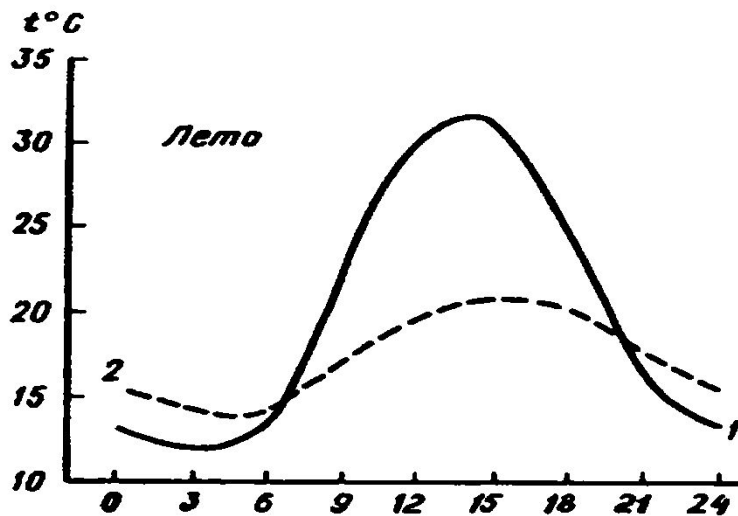


Рис. 5.2. Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (1) и в воздухе на высоте 2 м (2) летом и зимой. Москва (МГУ)

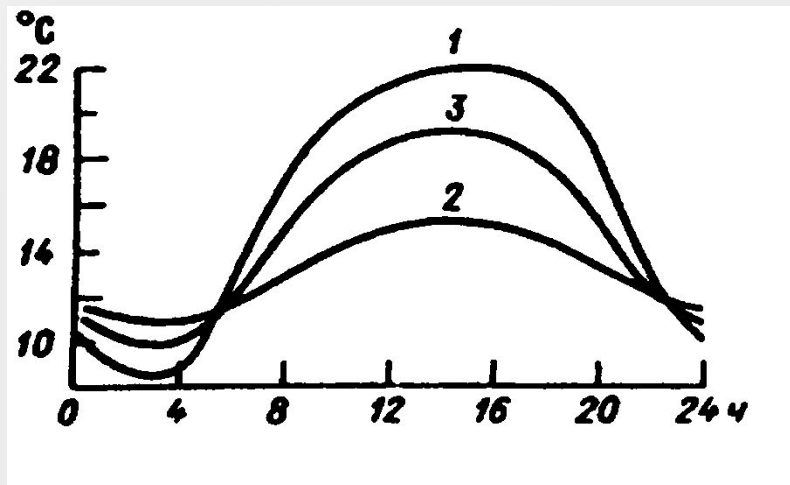
В отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень неправильным. Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т. е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь.

Суточный ход температуры может вообще исчезнуть или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму.

В климатологии обычно рассматривается суточный ход температуры воздуха, *осредненный за многолетний период.*

В таком осредненном суточном ходе неперiodические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются.

Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от многих влияний. Она определяется *суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе.* Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от *облачности.* Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: *в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную.*



Суточный ход температуры воздуха в Павловске в зависимости от облачности: 1 — ясные дни; 2 — пасмурные дни; 3 — все дни

С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом.

Имеет значение и *характер почвы и почвенного покрова*. Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над нею. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает 15—20°C, иногда 30°C.

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха меньше, чем на равнинной местности, а в вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) — больше (закон Воейкова).

Малые суточные амплитуды температуры поверхности моря определяют и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако последние все же *больше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря*. Суточные амплитуды температуры поверхности открытого океана измеряются десятными долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1—1,5°C, а над внутренними морями и больше.

10. ИЗМЕНЕНИЕ СУТОЧНОЙ АМПЛИТУДЫ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ

Суточные колебания температуры должны наблюдаться не только у земной поверхности, но и в высоких слоях атмосферы. Подобно тому, как в почве и воде суточное колебание температуры убывает и запаздывает с глубиной, в атмосфере оно должно *убывать и запаздывать с высотой*.

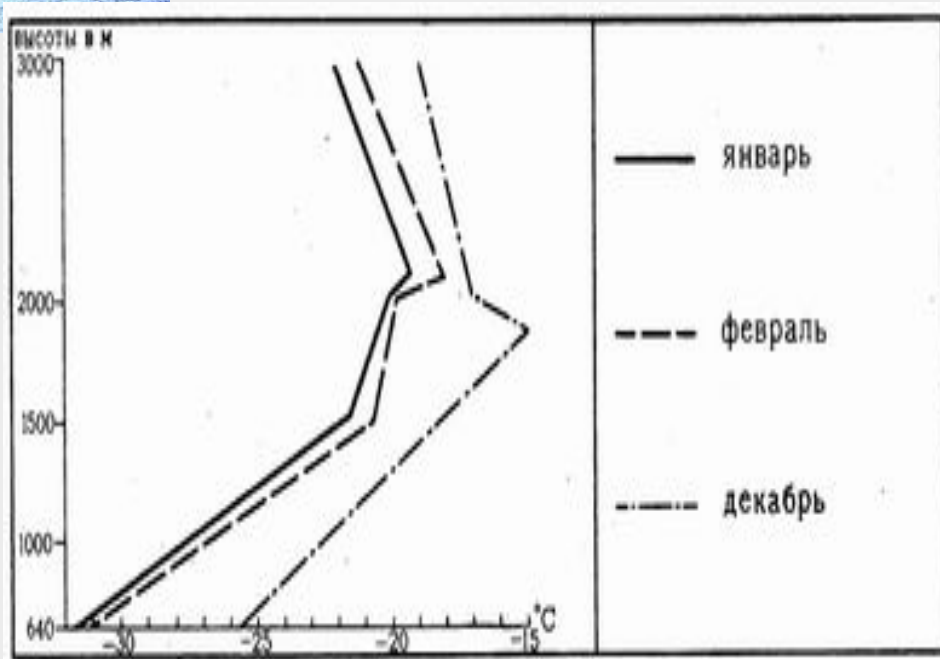
Нерадиационная передача тепла в атмосфере происходит, как и в воде, преимущественно путем турбулентной теплопроводности, т.е. при перемешивании воздуха. Но воздух более подвижен, чем вода, и турбулентная теплопроводность в нем значительно больше. В результате *суточные колебания температуры в атмосфере распространяются на более мощный слой, чем суточные колебания в океане*.

В горах, где влияние подстилающей поверхности больше, чем на соответствующих высотах в свободной атмосфере, суточная амплитуда убывает с высотой медленнее.



По Черноморскому побережью отличаются меньшие температурные амплитуды.

Распределение средней температуры воздуха по высотам в Кызыле.





Тебердинский заповедник расположен на Главном Кавказском хребте в 40 км на восток от Кавказского заповедника

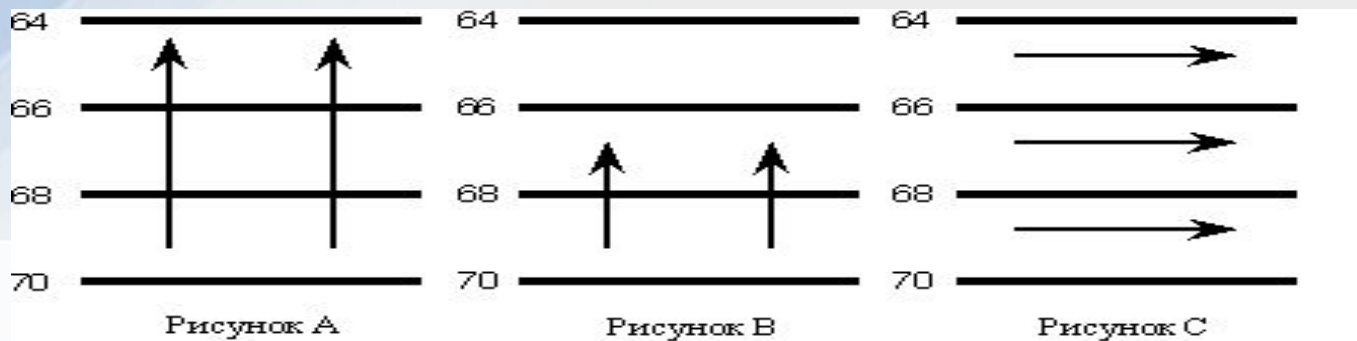


Климат заповедника - теплый и влажный. Малые годовые и суточные амплитуды температуры воздуха приближают его к морскому. На территории заповедника сосредоточено 157 озер и 109 ледников. Наиболее крупные из ледников - долинные, достигающие в длину нескольких километров и площадью несколько квадратных километров. Насчитывается более 30 выходов минеральных вод.

11. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Во внетропических широтах непериодические изменения температуры воздуха настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в период относительно устойчивой малооблачной антициклонической погоды. В тропических широтах непериодические изменения температуры менее значительны и не так сильно нарушают суточный ход температуры. *Непериодические изменения температуры связаны главным образом с адвекцией воздушных масс из других районов Земли.*

Адвекция-перенос воздуха и его свойств в горизонтальном направлении. Говорят об А. воздушных масс, об А. тепла, водяного пара, момента движения, вихря скорости и т. д. Определенные атмосферные явления, происходящие в результате А., называются адвективными. Так, напр., говорят об адвективных туманах, адвективных грозах, адвективных заморозках и т. д.



Векторы ветра на рисунке А - более длинные, чем на Рисунке В, что означает, что ветры на рисунке А сильнее. Поскольку в обоих случаях ветры ориентированы перпендикулярно изотермам, следовательно более сильная адвекция происходит на рисунке А, а не на рисунке В, т. к. ветры на рисунке А сильнее. На Рисунке С никакой адвекции не происходит, поскольку векторы ветра ориентированы параллельно изотермам, что означает отсутствие горизонтального переноса температуры.

Особенно значительные похолодания (иногда называемые *волнами холода*) происходят в умеренных широтах в связи с вторжениями холодных воздушных масс из Арктики и Антарктиды.

В Азии холодный воздух свободно проникает до горных хребтов, ограничивающих с юга и востока территорию среднеазиатских республик, поэтому зимы на Туранской низменности достаточно холодны.

Конвекция — это перенос в частности воздуха, в определенном направлении. В связи с этим смыслом термина употребляются такие термины, как конвективный поток тепла, конвективная составляющая и пр. Если, как обычно в атмосфере, К. сводится к горизонтальному переносу, говорят об адвекции.

Конвекционный ток — это движение воздуха с большой вертикальной составляющей, восходящей или нисходящей, возникающее над ограниченной площадью в процессе атмосферной конвекции. Вертикальные скорости К. Т. различны, часто до 10 м/с. а иногда превышают 10 и даже 20 м/с.

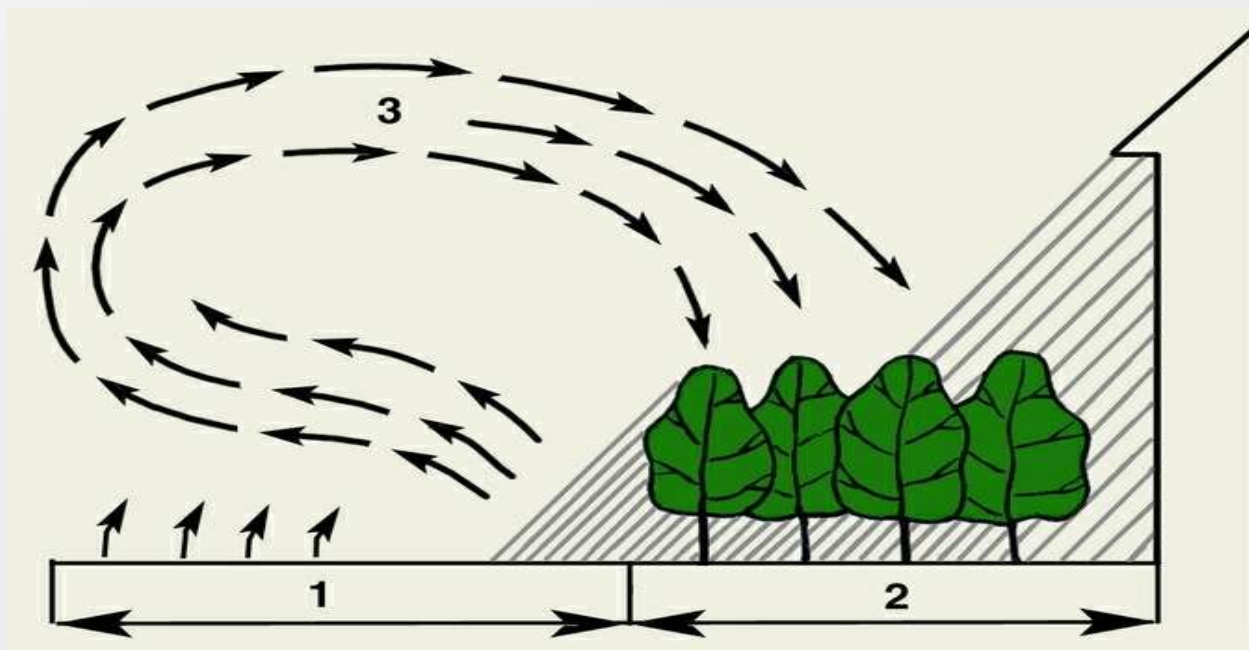


Схема конвекционного воздухообмена между инсолируемой и затененной площадками в жилой зоне: 1 — асфальт (инсолируемый участок); 2 - озелененный участок (тень); 3 — направление конвективных токов.

Горные массивы, как Памир, Тянь-Шань, Алтай, Тибетское нагорье, не говоря уже о Гималаях, являются препятствиями для дальнейшего проникновения холодных воздушных масс к югу.



Горные хребты Тянь-Шаня



Горные хребты Памира

Над океанами вторжения холодных воздушных масс могут глубоко проникать в тропики. Конечно, холодный воздух постепенно прогревается над теплой водой, но все же он может вызывать заметные понижения температуры.

Вторжения морского воздуха из средних широт Атлантического океана в Европу создают потепления зимой и похолодания летом. Чем дальше в глубь Евразии, тем меньше становится повторяемость атлантических воздушных масс и тем больше меняются над материком их первоначальные свойства

В Северную Америку тропический воздух вторгается как с Тихого, так и с Атлантического океана, особенно с Мексиканского залива. На самом материке массы тропического воздуха формируются над Мексикой и югом США.

Даже в области Северного полюса температура воздуха зимой иногда повышается до нуля в результате адвекции из умеренных широт, причем потепление можно проследить во всей тропосфере.

Перемещения воздушных масс, приводящие к адвективным изменениям температуры, связаны с циклонической деятельностью

12. ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС

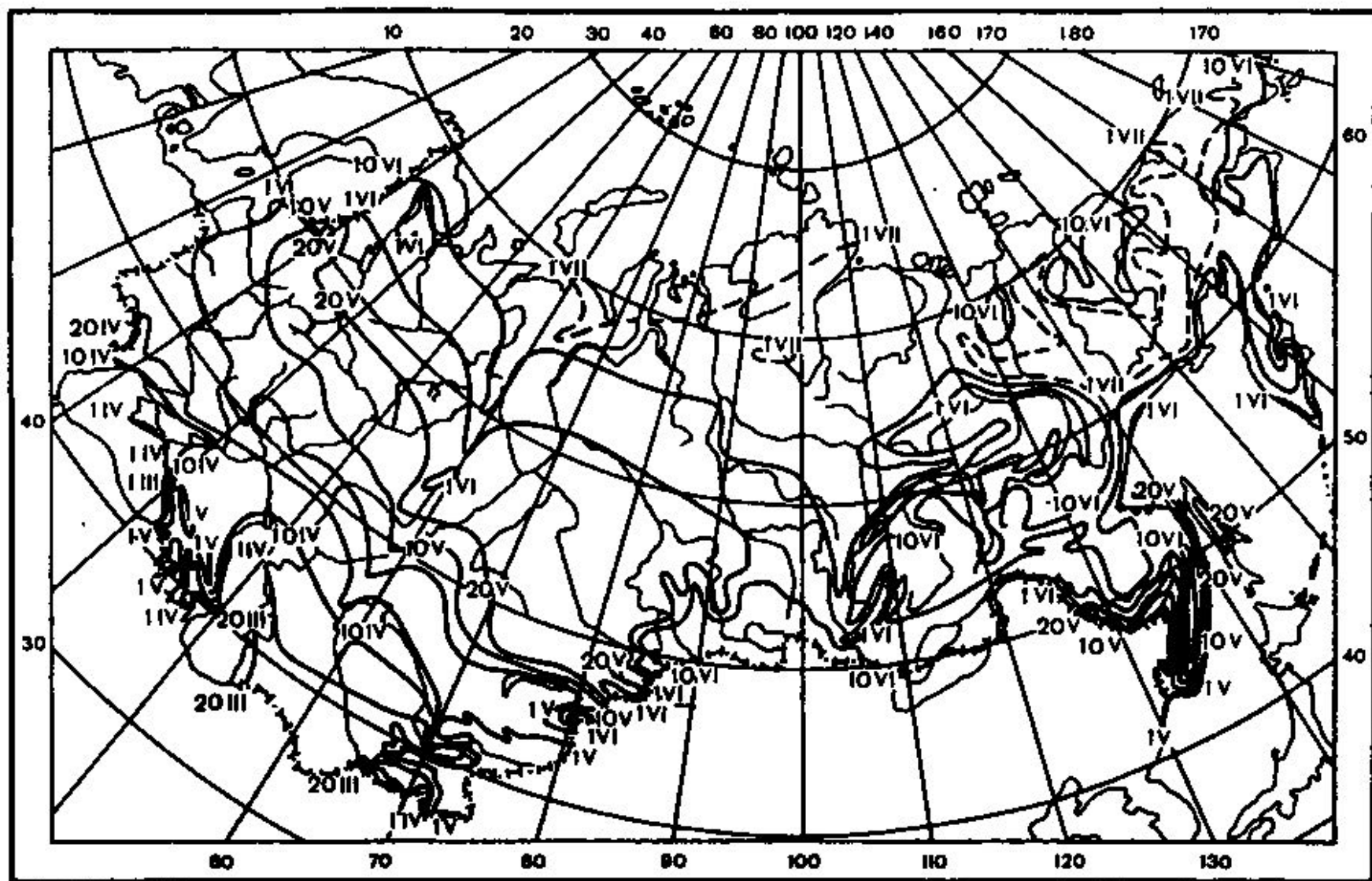
В каждый отдельный район Земли воздушные массы различного происхождения приходят с разными, характерными для них температурами. Эти температуры для каждого места свои. *Континентальный арктический воздух* с Баренцева и Карского морей приходит в район Москвы со средней температурой в январе – -19°C , в марте -13°C , в апреле $+7^{\circ}\text{C}$, в июне $+10^{\circ}\text{C}$, в августе $+17^{\circ}\text{C}$, в октябре $+4^{\circ}\text{C}$ и в ноябре -10°C . В то же время морской полярный воздух с Атлантики приходит в Москву со средними температурами в январе -7°C , в марте $+7^{\circ}\text{C}$, в апреле $+4^{\circ}\text{C}$, в июне $+13^{\circ}\text{C}$, в августе $+15^{\circ}\text{C}$, в октябре $+5^{\circ}\text{C}$ и в ноябре $+2^{\circ}\text{C}$. Континентальный тропический воздух с юга Европы или из Средней Азии имеет температуру в июне $+24^{\circ}\text{C}$, в августе $+26^{\circ}\text{C}$. Различия в температурах воздушных масс сохраняются и в высоких слоях тропосферы. Между воздушными массами есть и характерные различия во влажности. Тропический воздух обладает наибольшим влагосодержанием, морской полярный — несколько меньшим, арктический — наименьшим. В континентальном полярном воздухе влагосодержание достаточно высоко летом и низко зимой.

13. МЕЖДУСУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ

Характеристикой непериодических колебаний температуры в том или ином месте может служить междусуточная изменчивость температуры, т.е. среднее изменение средней суточной температуры воздуха от одних суток к другим.

Междусуточная изменчивость температуры тем больше, чем чаще и чем сильнее адвективные изменения температуры, происходящие в данной местности.

Междусуточная изменчивость температуры небольшая в тропиках и возрастает с широтой. В морском климате она меньше, чем в континентальном, потому что над морем температурные.



Карта VII. Средние даты начала безморозного периода на территории России и сопредельных стран

14. ЗАМОРОЗКИ

Важное в практическом отношении явление заморозков связано как с суточным ходом температуры, так и с неперiodическими ее понижениями, причем обе эти причины обычно действуют совместно.

Заморозками называют понижения температуры воздуха ночью до нуля градусов и ниже, в то время как средние суточные температуры уже (или еще) держатся выше нуля, т.е. весной и осенью.

Весенние и осенние заморозки могут иметь самые неблагоприятные последствия для садовых и огородных культур. При этом *необязательно, чтобы температура опускалась ниже НУЛЯ в метеорологической будке*, где на высоте 2 м она может оставаться несколько выше нуля.

Бывает и так, что температура воздуха даже и на небольшой высоте над почвой остается выше нуля, но сама почва или растения на ней охлаждаются путем излучения до отрицательной температуры и на них появляется иней. Это явление называется *заморозком на почве и также может погубить молодые растения.*



Летние заморозки.



Осенние заморозки.



**Поздняя осень.
Заморозки**

**Весенние
заморозки.**



Для заморозка нужна *ясная и тихая ночь*, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентность мала и воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению. Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей высокого атмосферного давления - *антициклонов*.

Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей высокого атмосферного давления-*антициклонов*. Сильное ночное охлаждение воздуха у земной поверхности приводит к тому, что с высотой температура повышается. Другими словами, при заморозке имеет место *приземная инверсия температуры*.

Заморозки чаще происходят в *низинах*, чем на вершинах холмов или на склонах, так как в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры более значительное.

В настоящее время существуют *средства для защиты* садов и огородов от ночных заморозков. Огород или сад укутывают дымовой завесой, которая понижает эффективное излучение и уменьшает ночное падение температуры.

15. ГОДОВАЯ АМПЛИТУДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Все воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее, поэтому температура воздуха в каждом отдельном месте меняется *в годовом ходе*: средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, в летние — выше.

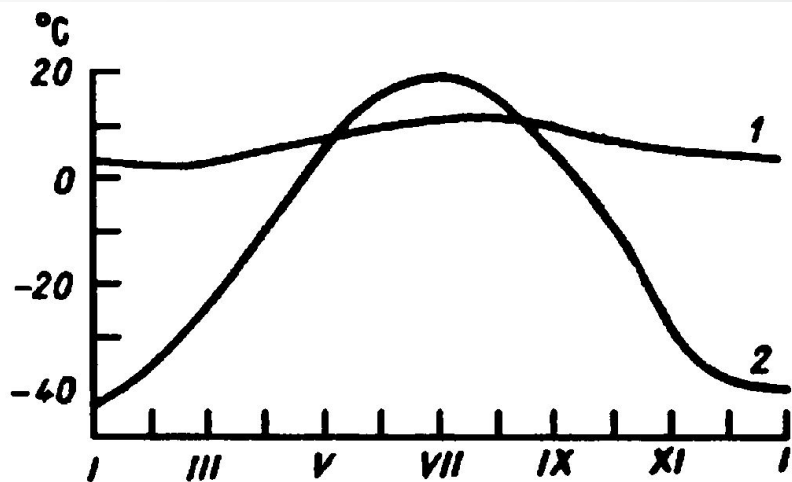
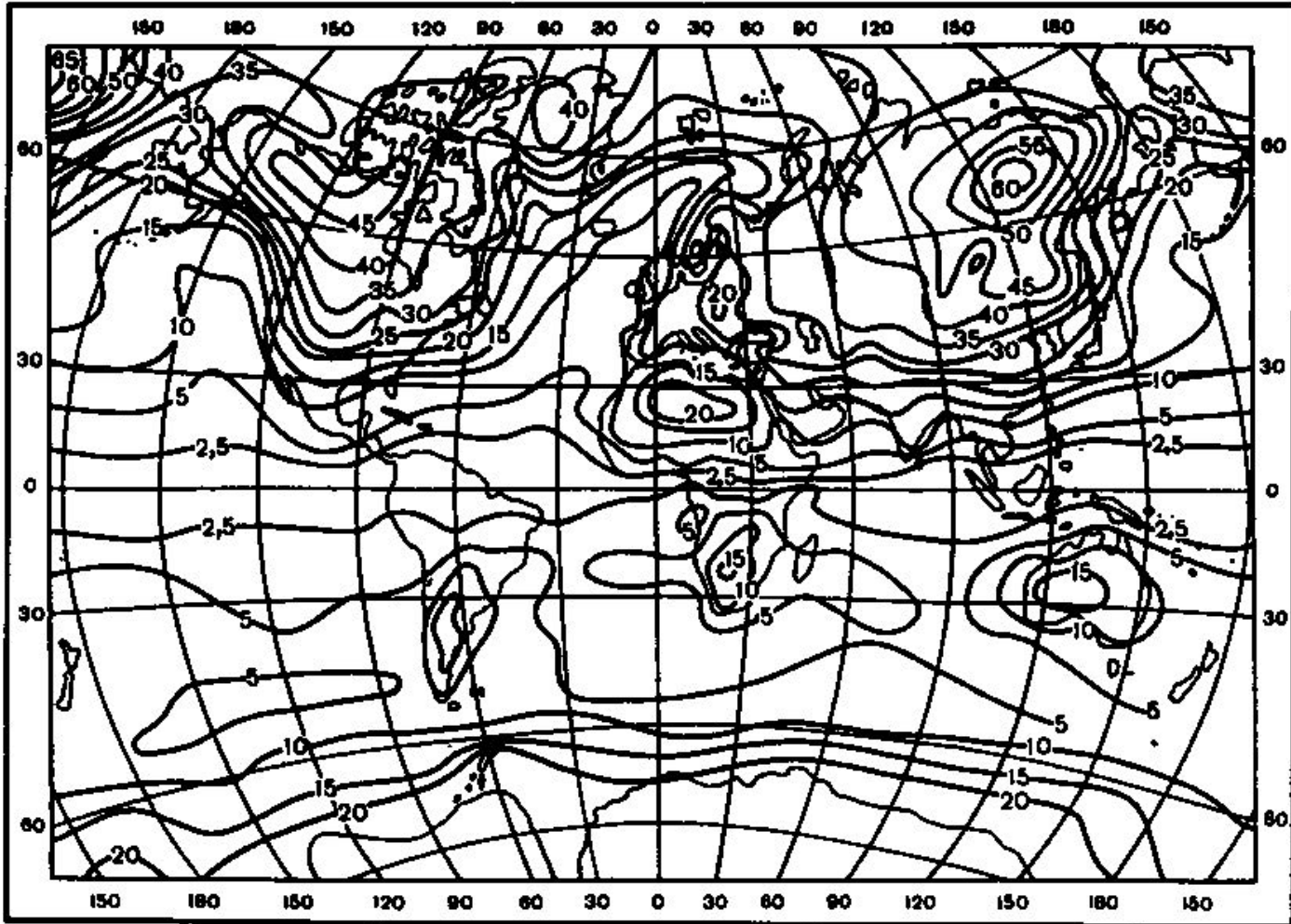


Рис. 5.8. Годовой ход температуры воздуха на широте 62° с.ш. в Торсхавне и Якутске: 1 — Торсхавн, 2 — Якутск

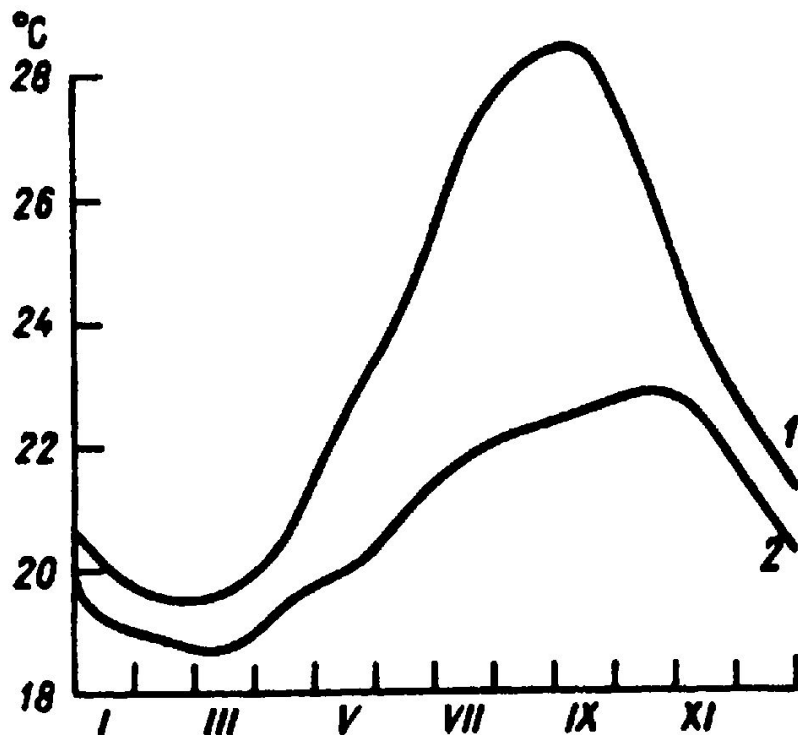
Разность средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяцев называют годовой амплитудой температуры воздуха. В климатологии рассматриваются годовые амплитуды температуры, вычисленные по многолетним средним месячным температурам. Годовая амплитуда температуры воздуха растет с географической широтой.

Годовые амплитуды температуры над сушей значительно больше, чем над морем . Малые амплитуды наблюдаются и во многих областях над сушей, и даже вдали от береговой линии, если в эти области часто приходят воздушные массы с моря



Карта IX. Средние годовые амплитуды температуры воздуха

Повышенные амплитуды наблюдаются и *над океаном, если в эти районы часто попадают воздушные массы с материка*, например в западных частях океанов Северного полушария. Следовательно, величина годовой амплитуды температуры зависит не просто от характера подстилающей поверхности или от близости данного места к береговой линии, а от повторяемости в данном месте воздушных масс морского и континентального происхождения, т.е. от условий общей циркуляции атмосферы. С высотой годовая амплитуда температуры убывает .



Годовой ход температуры воздуха над океаном к югу Японии непосредственно над водой (1) и на высоте 100 м (2)

16. КОНТИНЕНТАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА

Климат над морем, характеризующийся малыми годовыми амплитудами температуры, естественно назвать морским в отличие от континентального климата над сушей с большими годовыми амплитудами температуры. Морской климат распространяется и на прилегающие к морю области материков, над которыми велика повторяемость морских воздушных масс. Иначе говоря, растет континентальность климата. В Восточной Сибири годовые амплитуды достигают нескольких десятков градусов. Лето здесь более жаркое, чем в Западной Европе, зима гораздо более суровая.

Континентальный климат в среднем годовом холоднее морского. Это значит, что большая амплитуда в континентальном климате умеренных и высоких широт в сравнении с морским климатом создается не столько повышением летних температур, сколько понижением зимних температур. В тропических широтах, наоборот, повышенная амплитуда над сушей создается не столько более холодной зимой, сколько более жарким летом. Поэтому и средняя годовая температура в тропиках выше в континентальном климате, чем в морском.

Город	Долгота	Температура, °С			Амплитуда, °С
		Январь	Июль	Год	
Трейли	10° з.	+7	+15	+10	8
Мюнстер	7° в.	+1	+17	+9	16
Варшава	21° в.	-5	+18	+7	23
Курск	36° в.	-10	+19	+5	29
Оренбург	55° в.	-15	+22	+3	37
Рубцовск	80° в.	-18	+22	+3	40
Нерчинск	116° в.	-30	+23	-2	53

Из данных таблицы хорошо видны возрастание летних и падение зимних температур, убывание средней годовой температуры и возрастание годовой амплитуды в направлении с запада на восток.

17. ИНДЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ

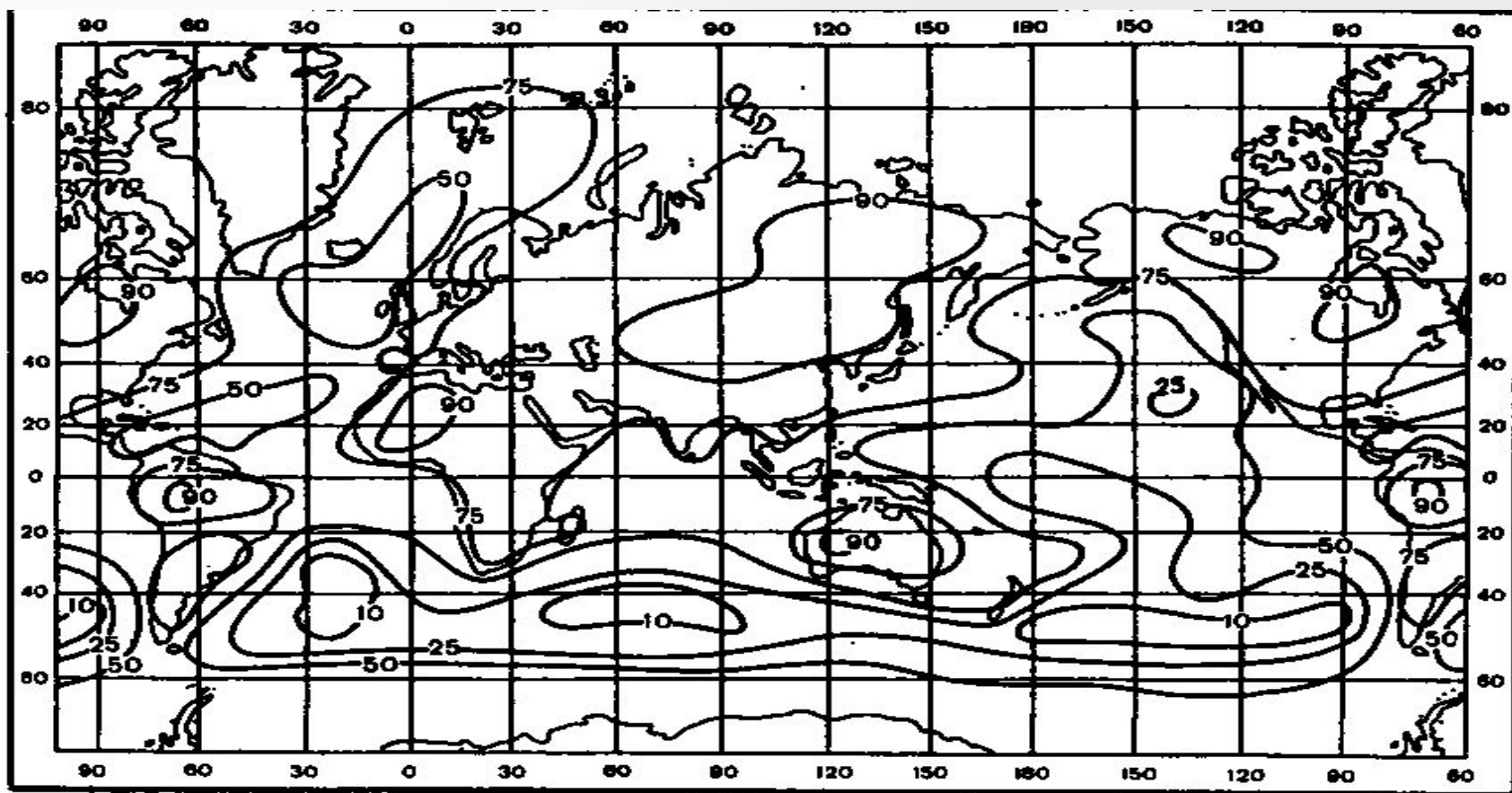
Годовая амплитуда температуры зависит не только от перечисленных факторов, но и от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры меньше, чем в высоких широтах, даже в континентальных условиях. Следовательно, для более точной числовой характеристики континентальности климата нужно *исключить влияние широты* на годовую амплитуду температуры. Для этого предложен ряд способов, с помощью которых получают разные индексы (показатели) континентальности климата, являющиеся функцией годовой амплитуды температуры и широты места. Особенно известен показатель Л. Горчинского:

$$K_{гр} = C \frac{A_{лок} - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi}, \quad (5.2)$$

где $A_{лок}$ — годовая амплитуда температуры, выражение $12 \sin \varphi$ определяет среднюю годовую амплитуду температуры над океаном в зоне между 30 и 60° широты. Таким образом, из фактической годовой амплитуды вычитается годовая амплитуда под широтой φ в некотором «среднем океаническом климате». Коэффициент C определяется исходя из предположения, что средняя континентальность над океаном (при $A_{лок} = 12 \sin \varphi$) равна нулю, а в Верхоянске — 100 . После этого формула примет вид

$$K_{гр} = \frac{1,7A_{лок}}{.} - 20,4. \quad (5.3)$$

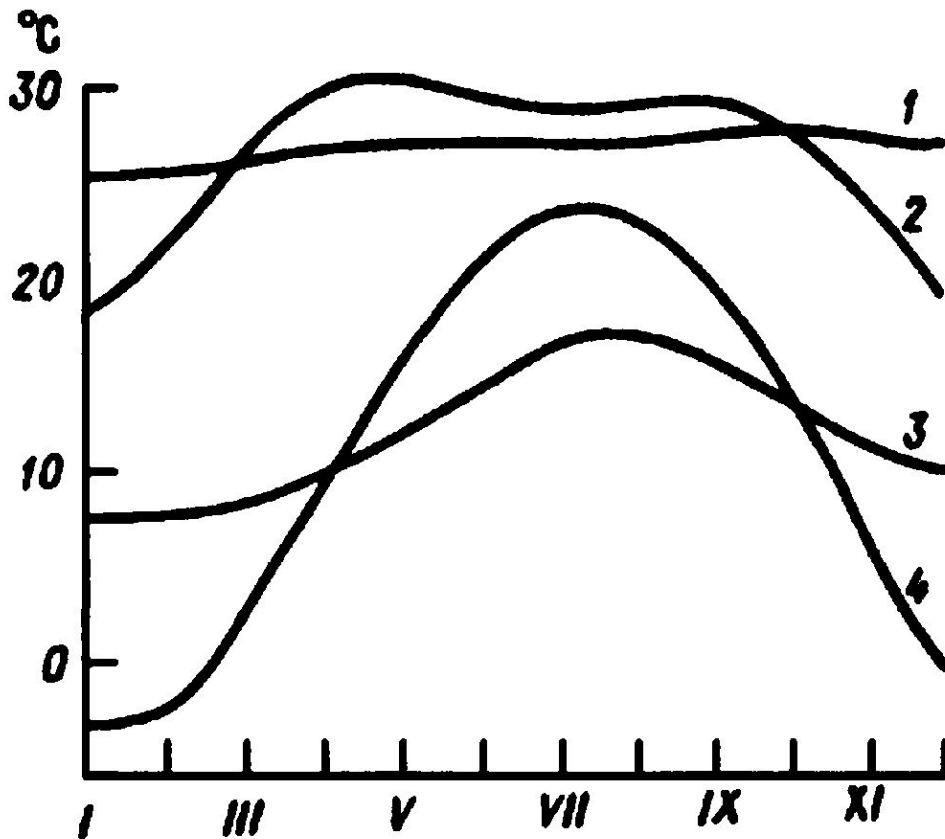
Индекс континентальное Хромова показывает, какая доля годовой амплитуды температуры воздуха в данном месте создается за счет наличия суши на земном шаре, каков континентальный вклад в годовую амплитуду температуры (карта X). Таким образом, судя по годовой амплитуде температуры, даже самый морской климат на материке все-таки больше подвержен влиянию суши, чем океана



Карта X. Распределение индексов континентальности С.П. Хромова по земному шару

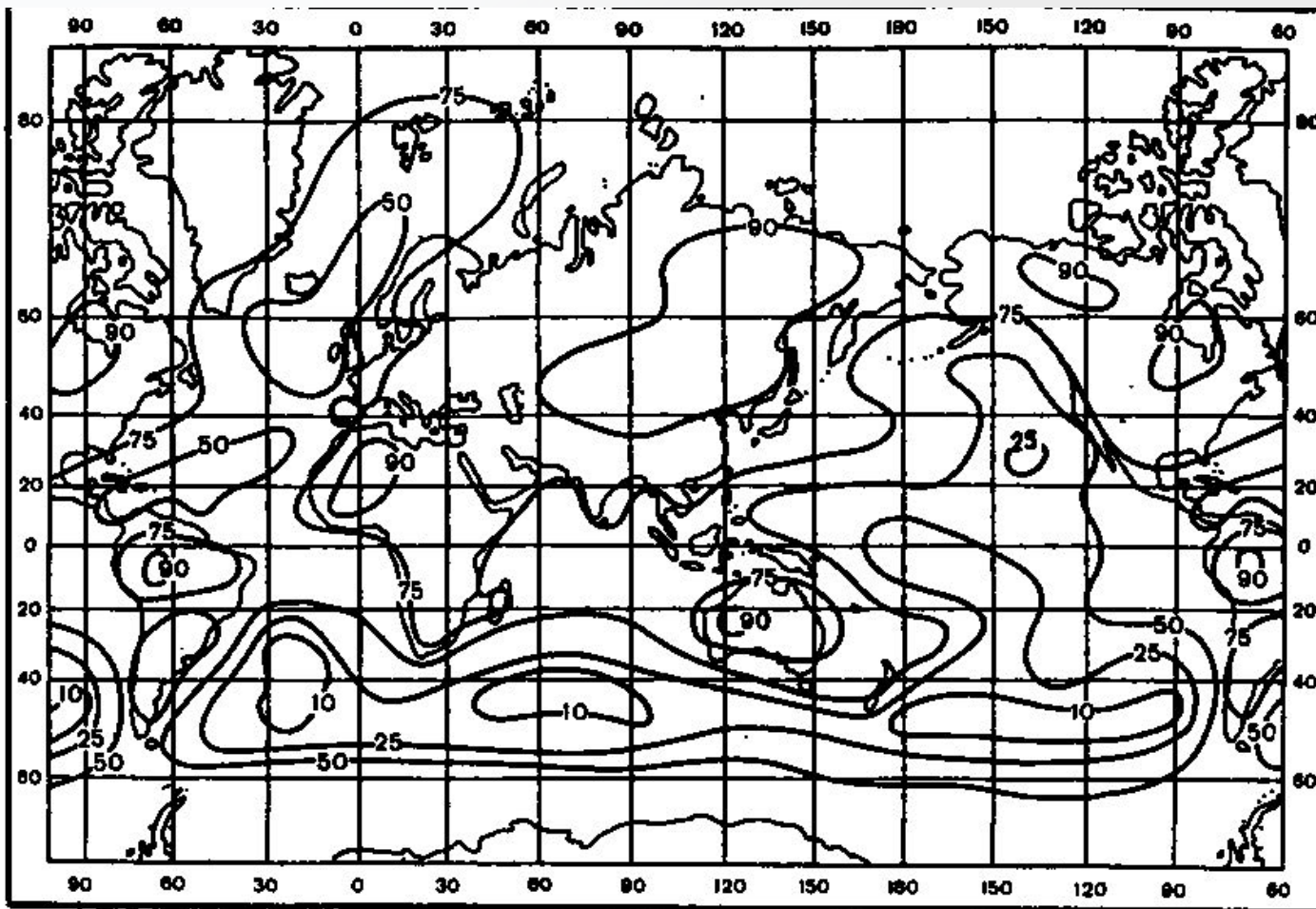
18. ТИПЫ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

В зависимости от широты и континентальности можно выделить следующие типы годового хода температуры .



Некоторые типы годового хода °С температуры воздуха: 1 — экваториальный 30 р (Джакарта), 2 — тропический в области муссонов (Калькутта), 3 — морской в умеренном поясе (Силли, Шотландия), 4 — континентальный в умеренном поясе (Чикаго)

Экваториальный тип. Характерна малая амплитуда, так как различия в поступлении солнечной радиации в течение года невелики, а время наибольшего притока радиации на границу атмосферы совпадает с наибольшей облачностью и дождями.



Карта X. Распределение индексов континентальности С.П. Хромова по земному шару

Тропический тип. Амплитуда больше, чем в экваториальном типе: на побережьях порядка 5°C, внутри материка 10—15°C. Один максимум и один минимум в течение года в основном после наивысшего и наименьшего стояния Солнца.

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Гонолулу (Гавайские о-ва, 21,3° с.ш., 157,9° з.д.)	+22	+22	+22	+23	+24	+25	+25
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю.ш., 133,6° в.д.)	+28	+28	+24	+20	+15	+12	+12
Нагпур (Индия, 21,1° с.ш., 79,1° в.д.)	+22	+24	+28	+33	+35	+32	+28

Город	Месяц					Год	Ампли- туда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Гонолулу (Гавайские о-ва, 21,3° с.ш., 157,9° з.д.)	+26	+26	+25	+24	+23	+24	4,0
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю.ш., 133,6° в.д.)	+14	+18	+23	+26	+27	+21	16
Нагпур (Индия, 21,1° с.ш., 79,1° в.д.)	+27	+28	+27	+23	+21	+27	14

Тип умеренного пояса. Крайние значения наблюдаются после солнцестояний, причем в морском климате они запаздывают по сравнению с континентальным. В умеренном поясе можно выделить подзоны: субтропическую, собственно умеренную и субполярную. Переходные сезоны хорошо выражены только в средней из них, где и годовые амплитуды в континентальном и морском климате имеют наибольшие различия.

10

Полярный тип. Минимум в годовом ходе перемещается на время появления Солнца над горизонтом после длительной полярной ночи, т.е. в Северном полушарии на февраль — март, в Южном — на август — сентябрь; максимум в Северном полушарии наблюдается в июле, в Южном — в январе или декабре; амплитуда на суше (Гренландия, Антарктида) 30—40°С. В морском климате полярных широт — на островах и на окраинах материков — она меньше, но все же порядка 20°С и более.

Город	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с.ш., 14,2° в.д.)	-16	-18	-20	-14	-5	+2	+5
Восток (Антарктида, 72,1° ю.ш., 96,6° в.д.)	-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67

Город	Месяц					Год	Амплитуда
	VIII	IX	X	XI	XII		
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с.ш., 14,2° в.д.)	+5	0	-6	-11	-14	-8	25
Восток (Антарктида, 72,1° ю.ш., 96,6° в.д.)	-71	-67	-59	-44	-32	-55	39

19. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР

Отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют аномалией средней месячной температуры данного месяца. Среднюю многолетнюю величину из абсолютных значений месячных аномалий температуры можно принять за меру изменчивости, которая тем больше, чем интенсивнее неперiodические изменения температуры в данной местности, придающие одному и тому же месяцу в разные годы различный характер.

Поэтому изменчивость средних месячных температур возрастает с широтой: в тропиках она небольшая, в умеренных широтах значительная, в морском климате меньше, чем в континентальном.

Особенно велика изменчивость в переходных областях между морским и континентальным климатом, где в одни годы могут преобладать морские воздушные массы, в другие континентальные.

20. ИЗОТЕРМЫ. ПРИВЕДЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ К УРОВНЮ МОРЯ.

Средние изотермы — линии равной температуры воздуха, наглядно показывающие географическое распределение температуры.

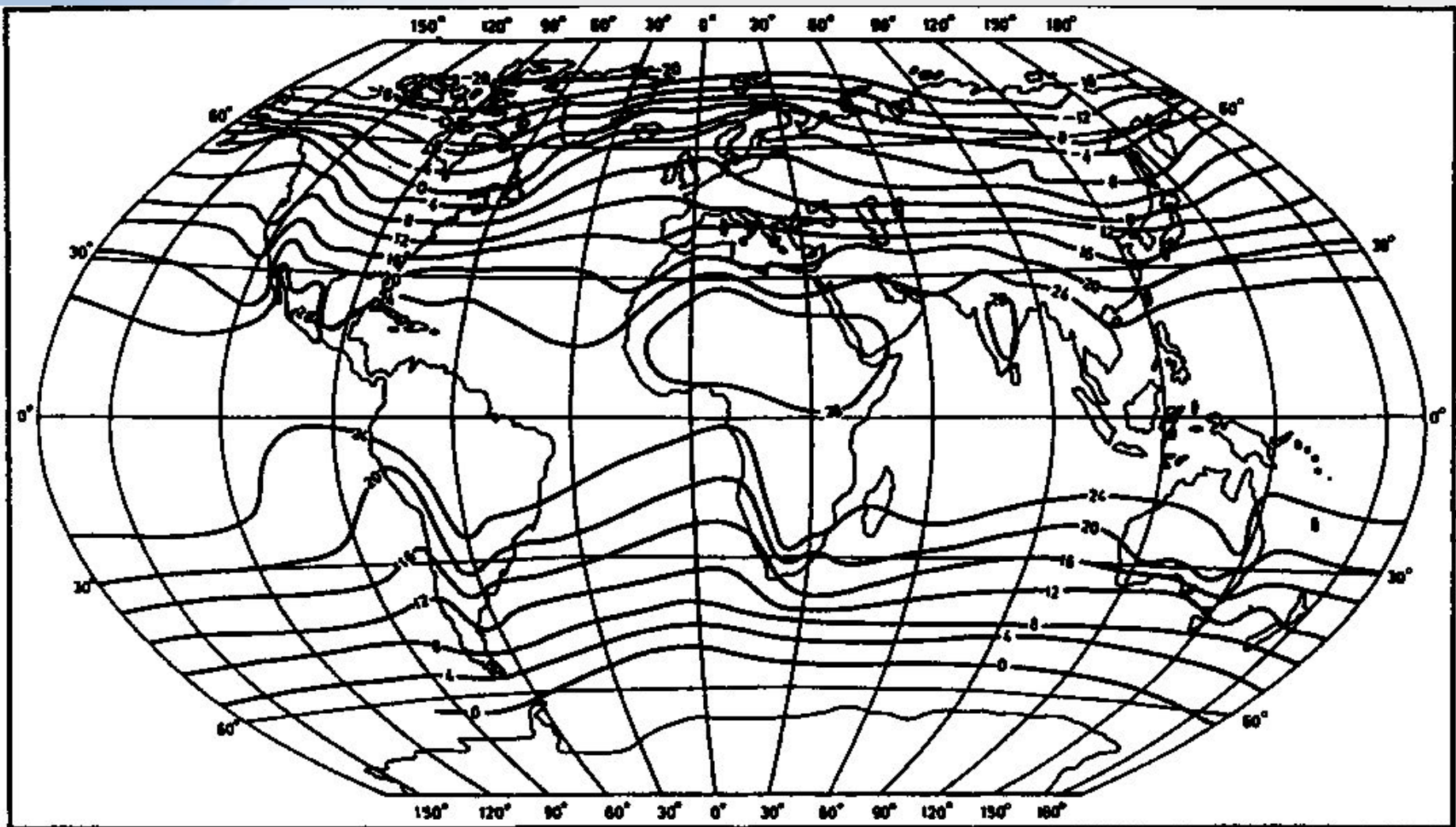
Изотермы являются частным случаем изолиний (линий равной величины) метеорологических величин. Чтобы разобраться во

влиянии различных географических факторов на приземное распределение температуры воздуха, необходимы карты изотерм не только для реальной земной поверхности с ее топографическими различиями, но и для уровня моря. Наблюдения на судах можно считать относящимися именно к этому уровню. Исключить влияние высоты можно путем приведения температуры к уровню моря, т.е. увеличения температуры на каждой станции, расположенной выше уровня моря, соответственно высоте станции. В горных районах на карте приведенных температур они оказываются значительно более высокими, чем действительные температуры на уровне местности.

21. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

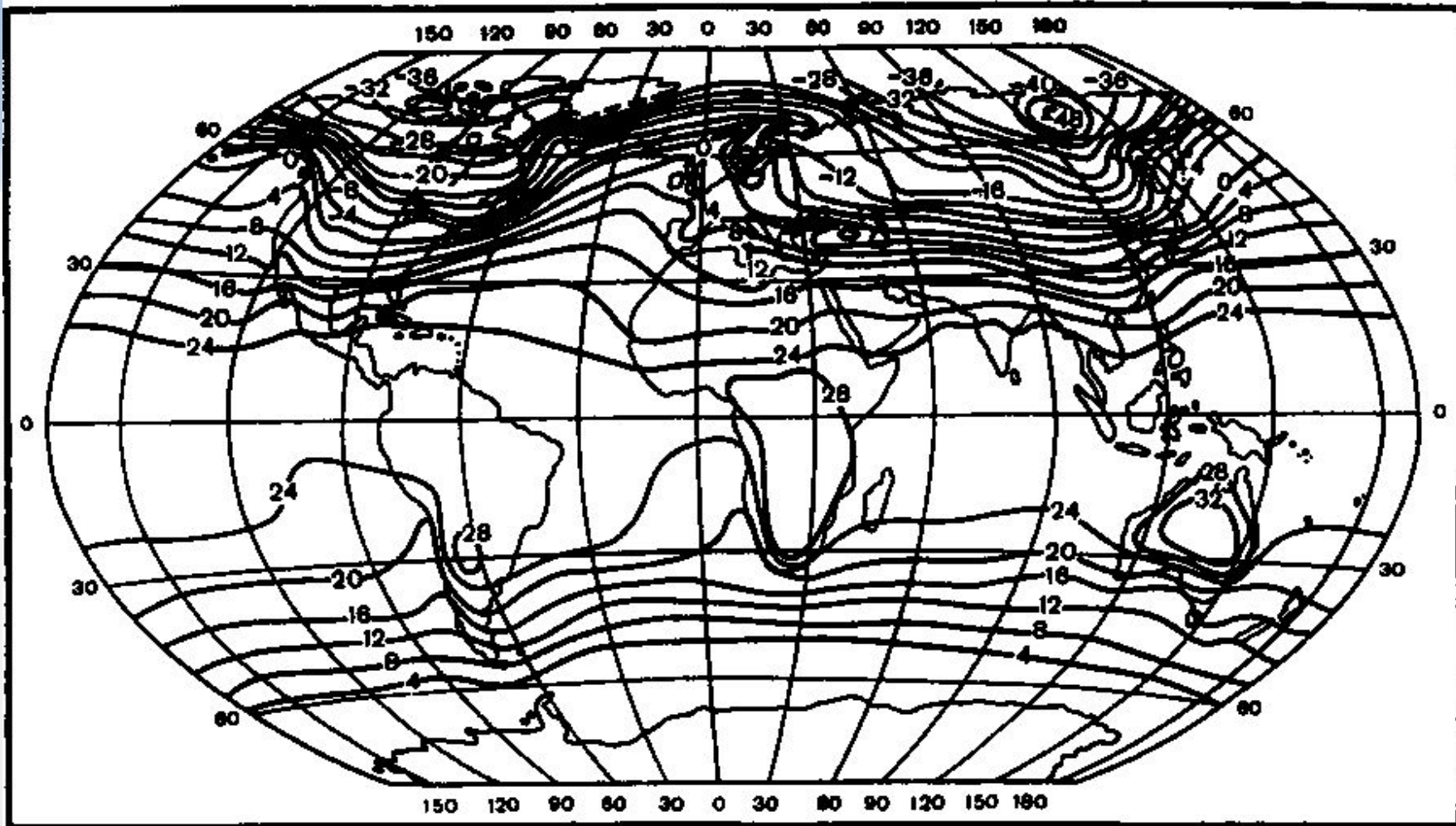
Рассматривая карты многолетнего среднего распределения температуры воздуха на уровне моря для отдельных календарных месяцев и для всего года, мы обнаруживаем ряд закономерностей, указывающих на влияние географических факторов на это распределение.

Прежде всего, влияет широта местности. Температура, в общем, убывает от экватора к полюсам в соответствии с распределением радиационного баланса земной поверхности. Возмущения в распределении температуры связаны с наличием снежного или ледяного покрова, горных хребтов, с теплыми и холодными океаническими течениями. Наконец, на распределение температуры влияют и особенности общей циркуляции атмосферы, так как температура в каждом данном месте определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и адвекцией воздуха из других районов



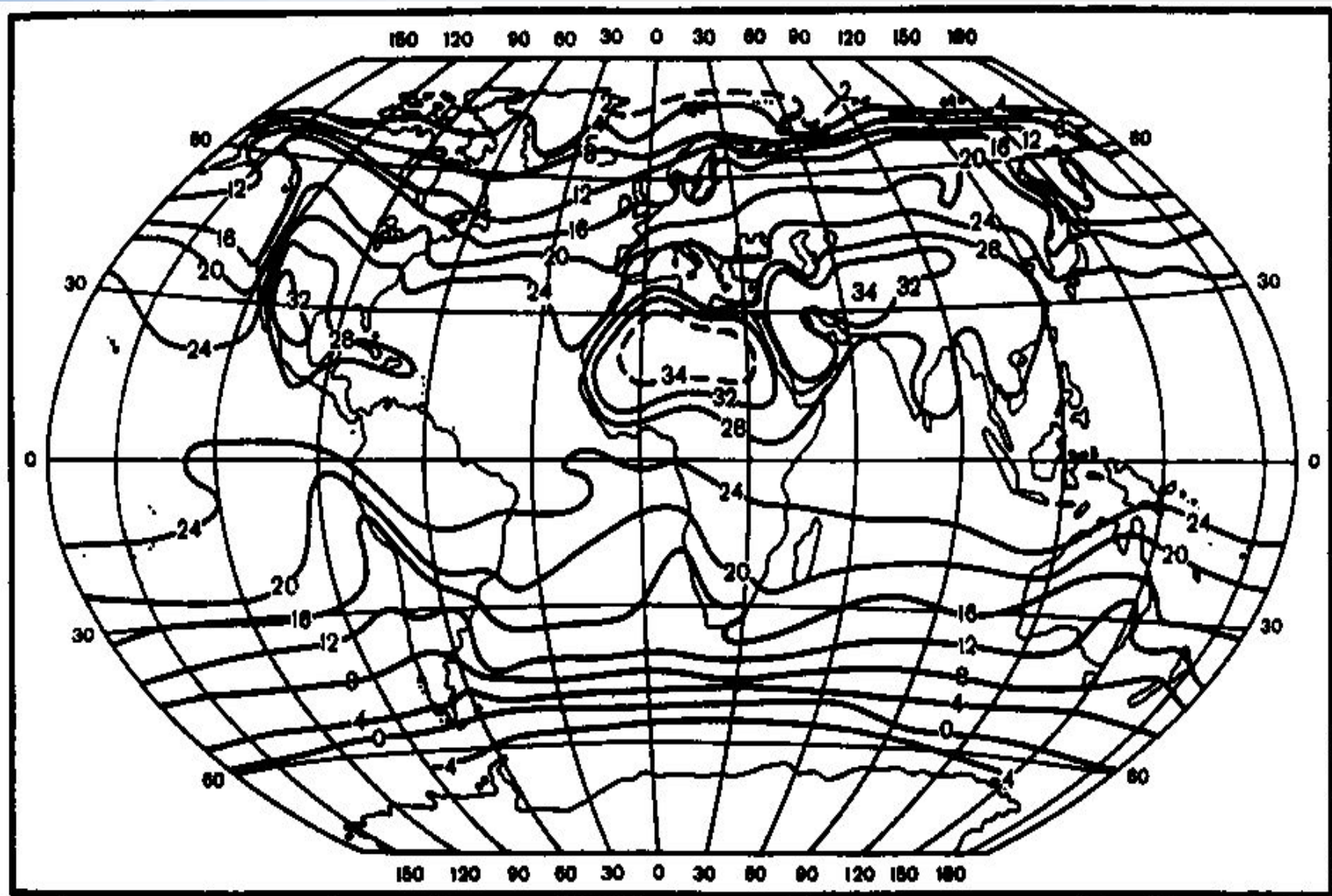
Карта XI. Распределение средней годовой температуры воздуха на уровне моря (°C)

Меньше всего отклонений от широтных кругов на *карте* средних годовых температур *для* уровня моря (карта XI).



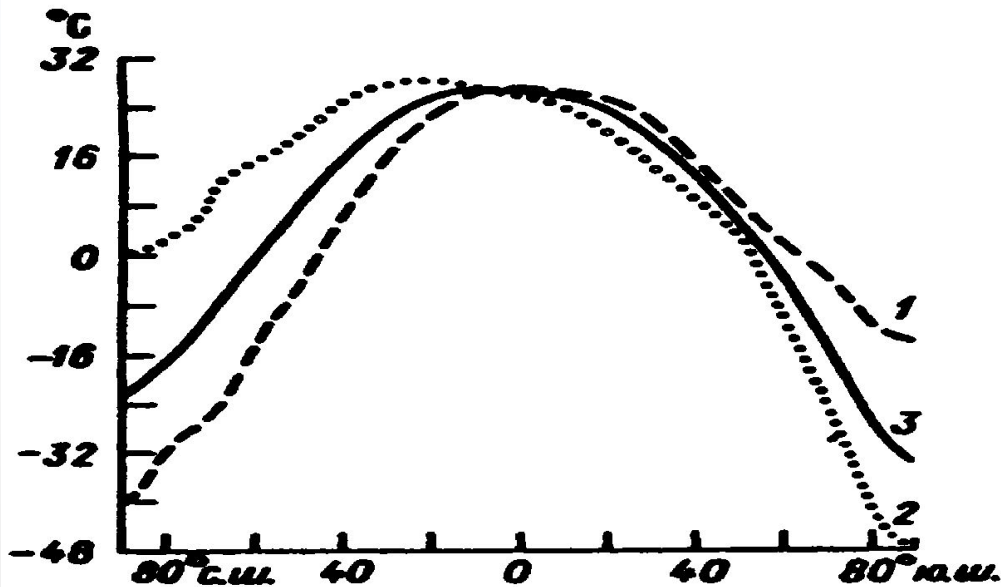
Карта XII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в январе (°C)

Внутри тропиков температура мало меняется и с широтой. Но вне тропиков температура в Северном полушарии быстро убывает к полюсу. Изотермы проходят очень густо в сравнении с июльской картой. *Это языки холода и тепла.*



Карта XIII. Распределение средней месячной температуры воздуха на уровне моря в июле (°C)

22. ТЕМПЕРАТУРА ШИРОТНЫХ КРУГОВ, ПОЛУШАРИЙ И ЗЕМЛИ В ЦЕЛОМ



Зависимость средней температуры воздуха у земной поверхности от географической широты: 1 — январь, 2 — июль, 3 — год

Чтобы лучше ориентироваться в том, как меняется температура воздуха у земной поверхности в зависимости от географической широты (отвлекаясь от долготных различий), удобно рассматривать средние температуры широтных кругов. Их легко получить, определив на карте изотерм значения температуры в ряде точек, равномерно распределенных на интересующем нас широтном круге, и вычислив из них среднюю величину

Самую теплую параллель называют термическим экватором. Как видим, в течение года термический экватор остается в Северном полушарии, перемещаясь от зимы к лету в более высокие широты. Это легко объясняется преобладанием материковых площадей в тропиках Северного полушария. От экватора к полюсу температура падает в среднем на 0,5—0,6°С на каждый градус широты. Внутри тропиков температура меняется с широтой очень мало. Умеренные широты в Южном полушарии зимой теплее, а летом холоднее, чем в Северном полушарии. Высокие широты в Южном полушарии значительно холоднее, чем в Северном, вследствие наличия ледяного материка Антарктиды с преобладающим режимом высокого атмосферного давления. Северное полушарие зимой холоднее, чем Южное (в свою зиму), а летом значительно теплее.

Град. с.ш.	Январь	Июль	Год	Град. ю.ш.	Январь	Июль	Год
90	-41	-1	-23	Экватор	+27	+26	+26
80	-30	-1	-17	10	+26	+25	+25
70	-25	+7	-10	20	+26	+21	+23
60	-16	+13	-1	30	+23	+16	+19
50	-7	+17	+5	40	+16	+11	+13
40	+6	+23	+14	50	+9	+4	+6
30	+15	+28	+21	60	+2	-10	-4
20	+22	+28	+25	70	-3	-23	-13
10	+26	+27	+27	80	-11	-40	-25
				90	-14	-48	-30

23. АНОМАЛИИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

Зная средние температуры широтных кругов, можно найти для каждого места разность между его температурой (годовой или месячной) и соответствующей температурой широтного круга, которая называется **термической аномалией** данного места.

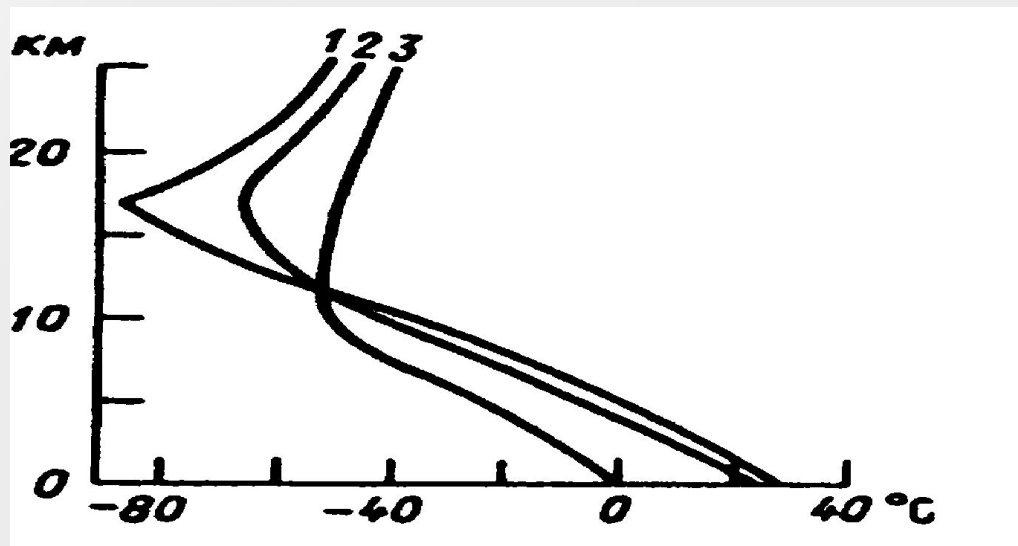
Чтобы представить распределение в пространстве, наносят аномалии средних годовых или месячных температур воздуха на карту и проводят линии, соединяющие точки с равными аномалиями. Таким образом, получается **карта изаномал температуры (термоизаномал)**, которая наглядно показывает, в каких областях Земли температура воздуха повышена и в каких понижена по сравнению со средними температурами соответствующих параллелей.

Влияние географической широты на распределение температуры исключено: распределение областей положительных и отрицательных аномалий температуры показывает только температурные различия под разными меридианами.

24. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

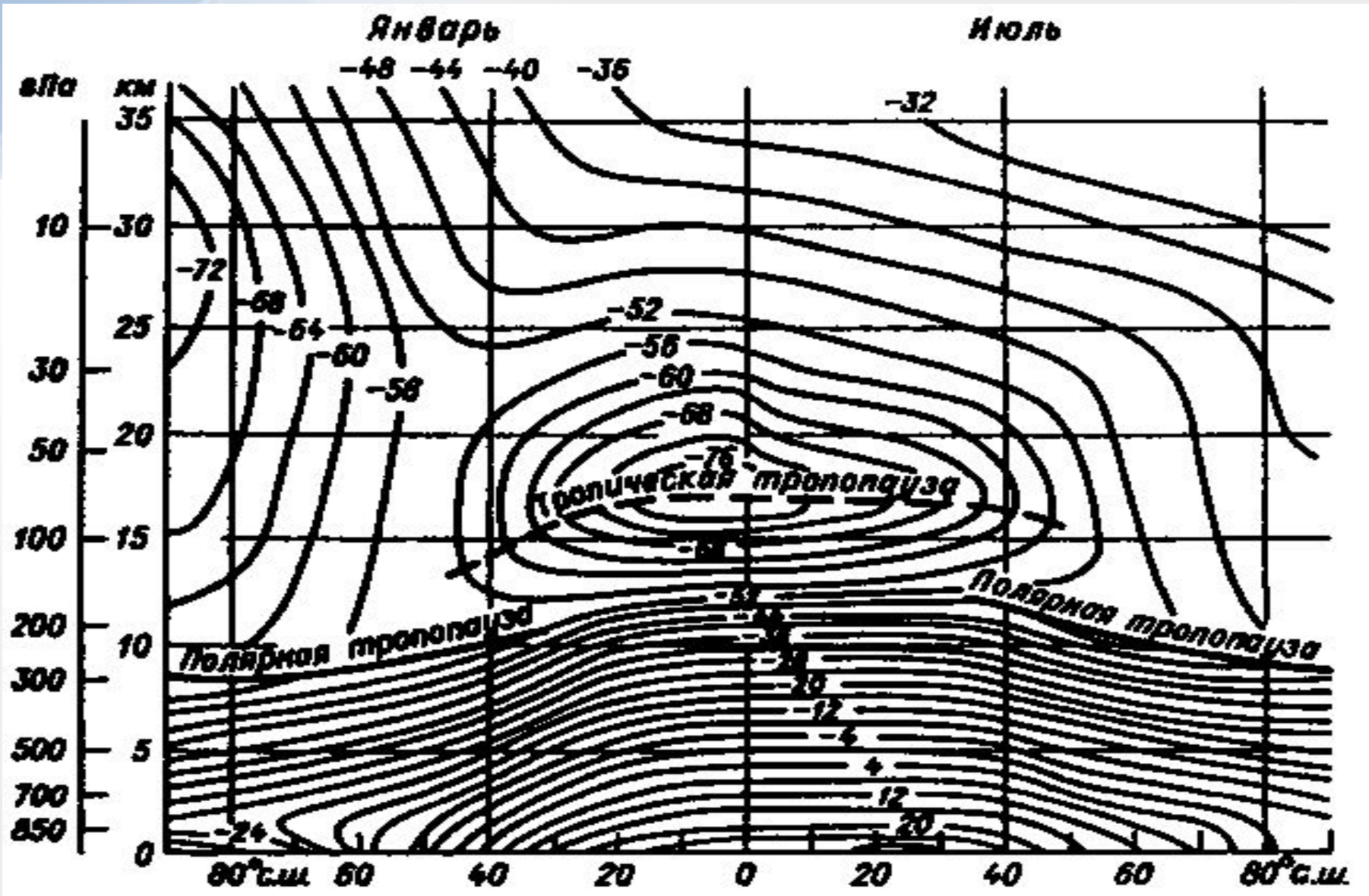
В атмосфере наблюдается как падение, так и рост температуры по вертикали. В нижней части атмосферы — в тропосфере — возможно и то и другое. Однако падение температуры с высотой в тропосфере преобладает, и в среднем вертикальный градиент температуры в тропосфере $0,5—0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В нижних 4 км он ближе к $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, в полярных областях и зимой в средних широтах уменьшается до $0,1—0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, в верхней части тропосферы возрастает до $0,7—0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

В переходном слое — тропопаузе — вертикальный градиент убывает до $0,1—0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В высоких широтах тропопауза лежит (в среднем) на высоте 8—10 км, в средних широтах — 10—12, а вблизи экватора — выше 16 км.



Среднее распределение температуры км воздуха с высотой на экваторе (1), под 30° с.ш. (2) и под 60° с.ш. (3)

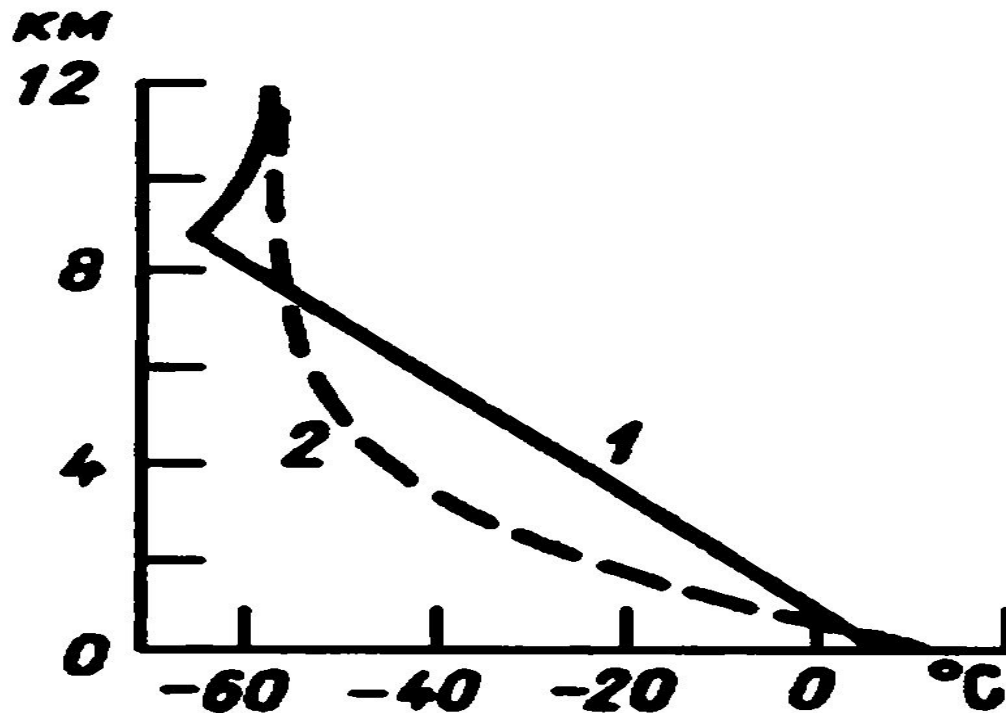
Выше тропопаузы начинается стратосфера, где падение температуры с высотой сменяется повышением; вертикальные градиенты температуры здесь отрицательные, но малы по абсолютной величине. Зимой стратосфера над полярными областями почти так же холодна, как и над тропиками. В тропиках стратосфера холодна круглый год, в полярных областях — только зимой. Это очень важное различие нам придется вспомнить, когда мы будем рассматривать особенности общей циркуляции атмосферы. Высота тропопаузы и температура на уровне тропопаузы и в нижней стратосфере меняются не только в годовом ходе, но и день ото дня. Эти изменения высоты и температуры тропопаузы связаны с прохождением областей низкого и высокого атмосферного давления — циклонов и антициклонов. В циклонах тропопауза снижается, и температура ее повышается; в антициклонах она приподнимается, а температура ее понижается. Иногда в слое тропопаузы может наблюдаться резкая инверсия температуры, т.е. скачкообразный рост температуры с высотой. Над тропопаузой, в стратосфере, температура обычно растет, но не всегда. Нередко над одним и тем же местом в одно и то же время наблюдаются две тропопаузы или более, одна над другой. Над одним и тем же пунктом может одновременно наблюдаться *низкая полярная и высокая тропическая тропопаузы*.



Среднее распределение температуры воздуха в Северном полушарии в январе и июле (по И.В. Ханевской)

25. ОБЪЯСНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ С ВЫСОТОЙ

Допустим, что на каждом уровне в атмосфере установилась температура лучистого равновесия, т.е. температура, при которой радиационный приток тепла в воздух и отдача тепла излучением из воздуха равны. В тропосфере поглощает и излучает радиацию преимущественно водяной пар. Вертикальное распределение температуры в тропосфере не является только результатом лучистого равновесия.



Распределение средней температуры воздуха с высотой по фактическим данным (1) и в предположении лучистого равновесия (2)

В результате подъема одних элементов турбулентности вверх и опускания других вниз (в процессе перемешивания) устанавливается такое распределение температуры, при котором вертикальные градиенты в атмосферном столбе заключаются между величинами сухоадиабатического и влажноадиабатического градиентов температуры, т.е. между несколькими десятками долями градуса. Такое тепловое состояние атмосферы называется **конвективным равновесием**. Распределение температуры в стратосфере определяется повышенным содержанием в ней озона, сильно поглощающего радиацию, а его содержание растет с высотой. В результате в стратосфере устанавливается по вертикали **температура лучистого равновесия**, мало меняющаяся или растущая с высотой. Наиболее регулярные отклонения от средних вертикальных градиентов температуры наблюдаются в нижних слоях тропосферы — приземном и слое трения, особенно подверженных влиянию земной поверхности. На больших высотах в тропосфере нередко обнаруживаются мощные, в несколько сотен метров, слои инверсий, в которых температура иногда очень сильно растет с высотой.

26. УСКОРЕНИЕ КОНВЕКЦИИ

В процессе конвекции **1 кг воздуха адиабатически поднимается или опускается, не смешиваясь с окружающей воздушной средой**. Выведем уравнения для ускорения этого количества воздуха. На вертикально движущийся килограмм воздуха (будем говорить — на частицу воздуха) действуют две силы: направленная **ВНИЗ сила тяжести** и направленная **вверх сила вертикального барического градиента**. Напишем уравнение вертикального движения рассматриваемой частицы, приравняв ускорение движения d^2z/dt^2 к сумме этих двух сил (отнесенных каждая к единице массы):

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz}.$$

В окружающей атмосфере в то же время выполняется основное уравнение статики, известное из главы второй:

$$g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{dp}{dz}; \quad -\frac{dp}{dz} = g\rho_a,$$

где ρ_a — плотность окружающего воздуха, отличная от плотности вертикально движущейся частицы воздуха ρ_i . Отсюда

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_a - \rho_i}{\rho_i},$$

или, заменив плотности через температуры по уравнению состояния газов

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_a}{T_a}.$$

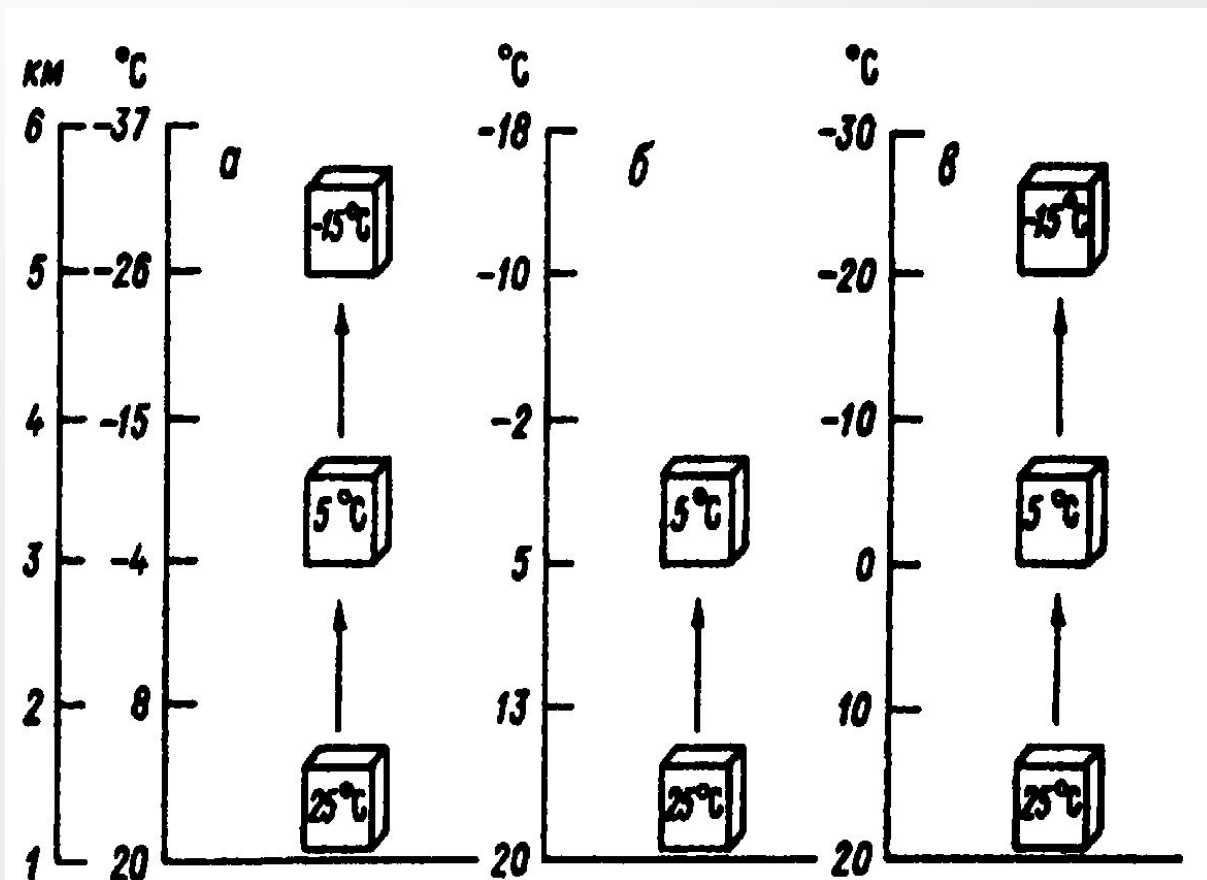
Как видим, ускорение вертикально движущейся частицы воздуха — *ускорение конвекции* — *зависит от разности абсолютных температур движущегося воздуха и окружающей воздушной среды*

27. СТРАТИФИКАЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАВНОВЕСИЕ ДЛЯ СУХОГО ВОЗДУХА

Для развития конвекции в сухом или ненасыщенном воздухе нужно, чтобы вертикальные градиенты температуры в воздушном столбе были больше сухоадиабатического. В этом случае говорят, что атмосфера обладает *неустойчивой стратификацией*.

При вертикальных градиентах температуры меньше сухоадиабатического условия для развития конвекции неблагоприятны. Говорят, что атмосфера обладает *устойчивой стратификацией*. При вертикальном градиенте, *равном сухоадиабатическому*, существующая конвекция сохраняется, но не усиливается. Говорят, что атмосфера обладает *безразличной стратификацией*.

Вместо терминов «устойчивая», «неустойчивая» и «безразличная стратификация» употребляют также термины «устойчивое», «неустойчивое» и «безразличное равновесие». В случае безразличной стратификации потенциальная температура в воздушном столбе не меняется с высотой, в случае неустойчивой стратификации падает с высотой, а в случае устойчивой стратификации растет с высотой.



Схематические примеры неустойчивой (я), устойчивой (б) и безразличной (в) стратификации в сухом воздухе: первоначальная разность температур восходящего и окружающего воздуха в первом случае возрастает, во втором — убывает, в третьем — не меняется

28. СТРАТИФИКАЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАВНОВЕСИЕ ДЛЯ НАСЫЩЕННОГО ВОЗДУХА

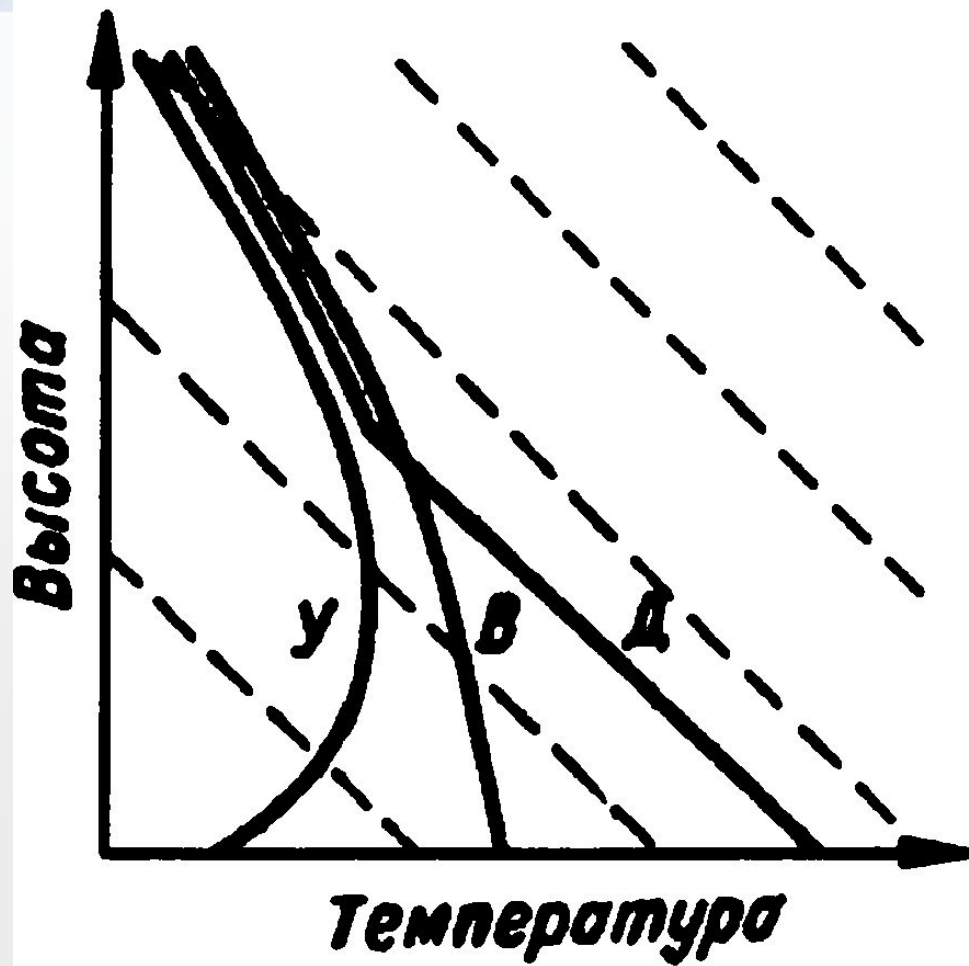
Если вертикальные градиенты температуры в атмосфере у больше влажноадиабатических для данных значений давления и температуры стратификация атмосферы неустойчива по отношению к насыщенному воздуху или, короче, ***влажнонеустойчива***. Для сухого воздуха она при этом может быть устойчивой. При вертикальных градиентах меньше влажноадиабатических ($\gamma < \gamma_{ва}$) стратификация устойчивая для насыщенного воздуха (***влажноустойчивая***), т.е. не поддерживающая конвекцию в нем. Если вертикальные градиенты в атмосферном столбе в точности равны влажноадиабатическим ($\gamma = \gamma_{ва}$), стратификация безразличная для насыщенного воздуха. В насыщенном воздухе также выделяют ***устойчивое, безразличное и неустойчивое равновесие атмосферы***.

При влажноадиабатическом вертикальном градиенте температуры частица насыщенного воздуха, выведенная из первоначального положения равновесия, на любом новом уровне имеет ту же температуру, что и окружающий воздух, т.е. снова находится в состоянии равновесия. Таким образом, при $y = U_{ва}$ наблюдается безразличное равновесие для насыщенного воздуха. При $y < U_{ва}$ разность температур заставит выведенную из начального равновесия частицу вернуться в начальное положение. *Это устойчивое равновесие для насыщенного воздуха.*

Наконец, при $y > U_{ва}$ выведенную из начального положения равновесия частицу разность температур с окружающим воздухом заставит продолжать удаляться от начального уровня. Это *неустойчивое равновесие* для насыщенного воздуха.

29. СУТОЧНЫЙ ХОД СТРАТИФИКАЦИИ И КОНВЕКЦИИ

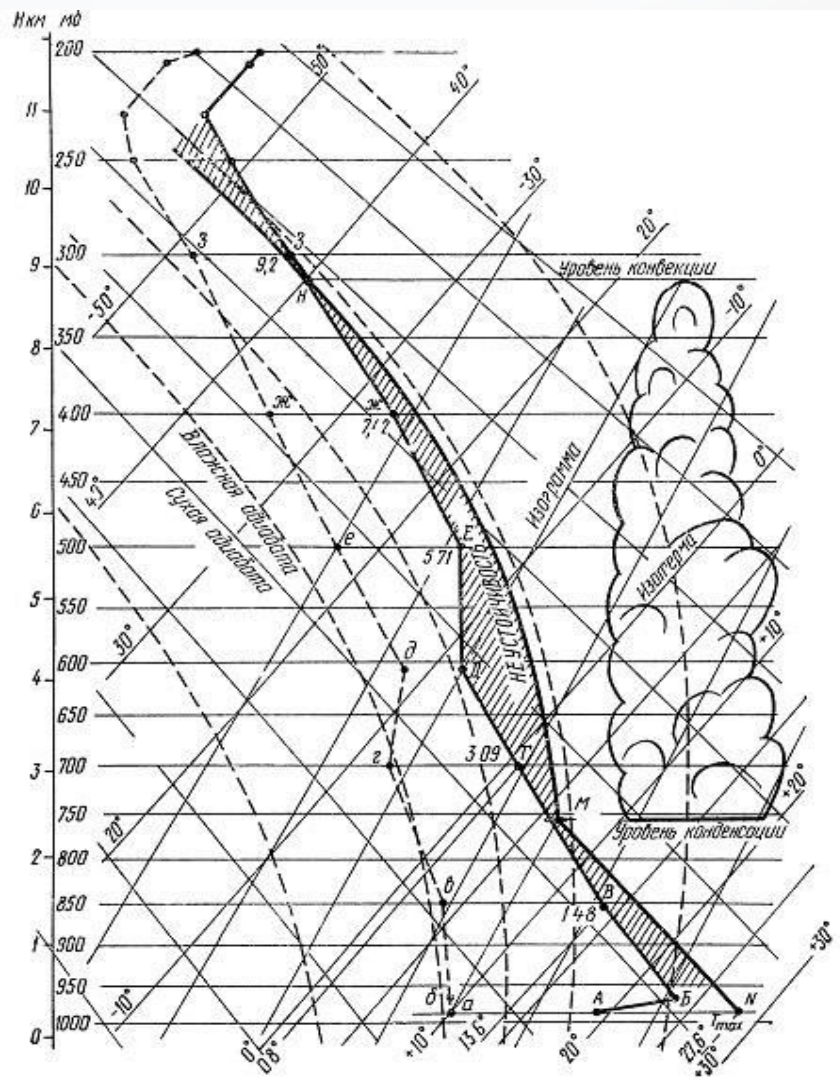
- Конвекция развивается только при *неустойчивой стратификации*. Чем неустойчивее стратификация, т.е. чем больше вертикальные градиенты температуры превышают адиабатические градиенты (*сухоадиабатический для ненасыщенного воздуха и влажноадиабатический для насыщенного*), тем сильнее развивается конвекция. Как неустойчивость стратификации, так и конвекция особенно велики около полудня и в первые послеполуденные часы. Поэтому кучевые облака, ливневые осадки и грозы над сушей, связанные с конвекцией, имеют максимальное развитие именно после полудня.



Изменение атмосферной стратификации над сушей в суточном ходе: У— на восходе Солнца, Д — около полудня, В — вечером

30. СТРАТИФИКАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Воздушные массы в наиболее общем виде делятся на *теплые, холодные и местные*. Разные типы воздушных масс различаются по условиям стратификации.



Стратификация атмосферы-это распределение температуры в атмосфере с высотой. С. А. может быть устойчивая, неустойчивая или безразличная по отношению к сухому (и ненасыщенному) или насыщенному воздуху. При устойчивой С. А. вертикальный градиент температуры должен быть меньше сухоадиабатического, а при насыщении — меньше влажноадиабатического, при неустойчивой С. А. — больше адиабатического. С. А. с градиентами между сухоадиабатическим и влажноадиабатическим называется влажно-неустойчивой.

Теплая воздушная масса (например, тропический воздух или морской полярный воздух зимой над материком) движется на более холодную подстилающую поверхность (а также часто и в более высокие широты) и охлаждается снизу. Охлаждение захватывает, прежде всего, самые нижние слои воздушной массы и лишь постепенно и в ослабленном виде оно распространяется вверх. Теплая воздушная масса по мере своего продвижения на холодную поверхность становится *устойчивой массой*. Понятно, что конвекция ослабевает и прекращается.

Холодная воздушная масса (например, арктический воздух, морской полярный воздух летом над материком) движется на более теплую подстилающую поверхность и поэтому нагревается снизу. Нагревание распространяется вверх путем турбулентности и конвекции быстрее, чем охлаждение, но все-таки особенно нагреваются нижние слои, а с высотой нагревание становится слабее.

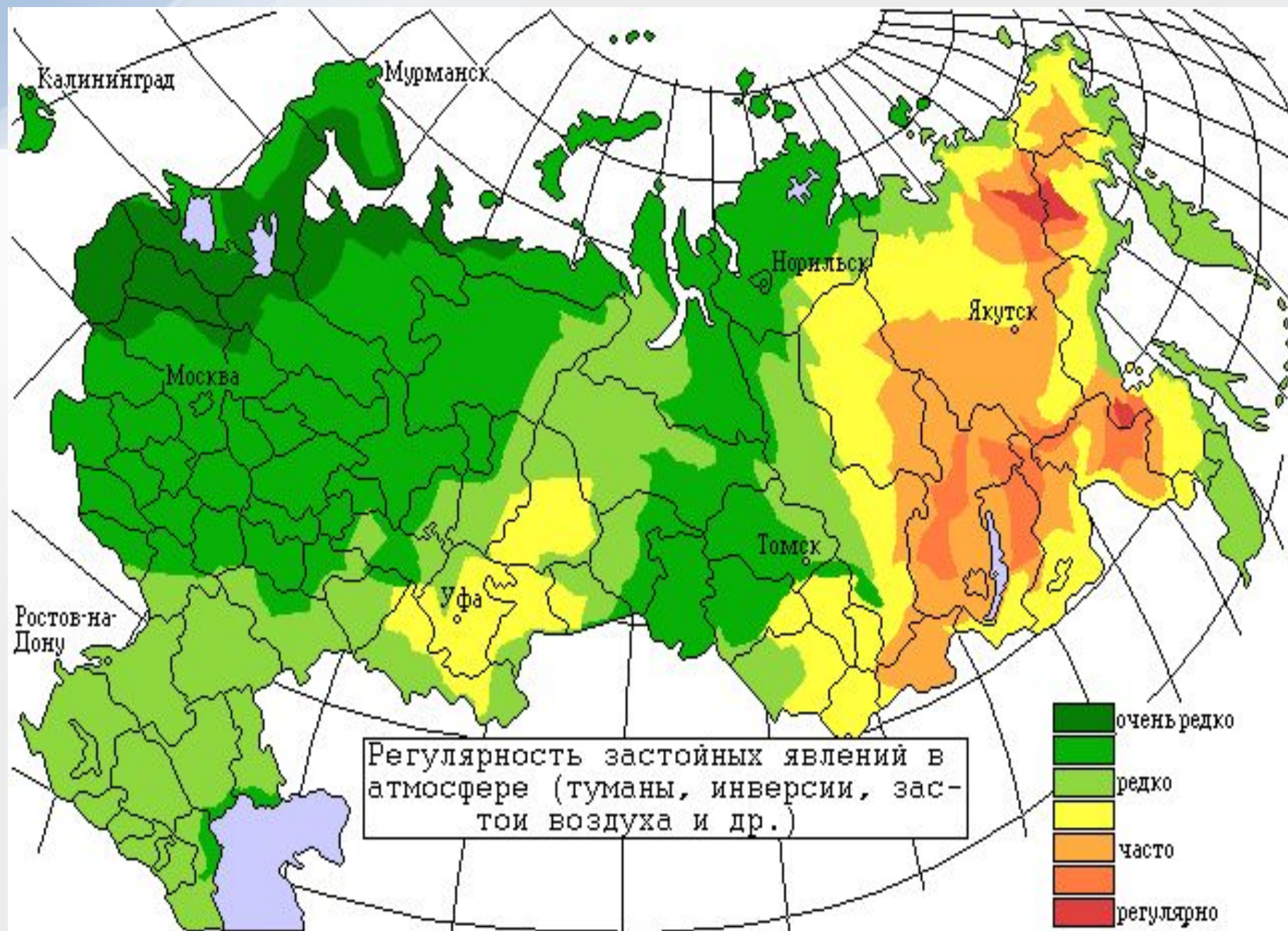
Местные воздушные массы зимой над охлажденной сушей становятся устойчивыми, а летом над нагретой почвой — неустойчивыми. Поэтому зимой над сушей в умеренных широтах преобладают облака слоистых форм, а летом — кучевые облака.

В устойчивых воздушных массах вертикальные градиенты температуры в некоторых слоях могут стать даже отрицательными. В таких слоях температура с высотой не падает, а растет, т.е. наблюдается инверсия температуры

31. ИНВЕРСИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

Падение температуры с высотой можно считать нормальным явлением для тропосферы, а инверсии температуры — отклонениями от нормального состояния. Инверсию температуры можно характеризовать *высотой нижней границы*, т.е. высотой, с которой начинается повышение температуры, *толщиной слоя*, в котором наблюдается повышение температуры с высотой, и *разностью температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя* — скачком температуры. По высоте все тропосферные инверсии можно разделить на *инверсии приземные и инверсии в свободной атмосфере*.

Приземная инверсия начинается от самой подстилающей поверхности (почвы, снега или льда). *Инверсия в свободной атмосфере* наблюдается в некотором слое воздуха, лежащем на той или иной высоте над земной поверхностью. Случается, что приземная инверсия, простирающаяся до значительной высоты, сливается с вышележащей инверсией в свободной атмосфере. Инверсии наблюдаются не над отдельными точками земной поверхности. Слой инверсии непрерывно простирается над значительной площадью, особенно в случае инверсий в свободной атмосфере.



32. ПРИЗЕМНЫЕ ИНВЕРСИИ

Приземные инверсии температуры над поверхностью суши или над ледяным покровом океана по большей части возникают вследствие ночного радиационного охлаждения подстилающей поверхности. Такие инверсии называют *радиационными*. Нижние слои воздуха охлаждаются от земной поверхности сильнее вышележащих. Для образования приземных инверсий особенно благоприятны ясные ночи со слабым ветром. Такие условия погоды характерны для *антициклонов* и весной и осенью могут привести к *НОЧНЫМ заморозкам*. С приземными инверсиями связаны также так называемые *поземные туманы*. С восходом Солнца приземная инверсия радиационного типа разрушается, так как ночное охлаждение почвы сменяется прогреванием. В холодное время года приземная инверсия может существовать по несколько суток подряд, ослабевая днем и усиливаясь от ночи к ночи. Меньшая часть приземных инверсий над сушей может возникать и по другим причинам.

Так, весной теплый воздух, текущий над снежным покровом, охлаждается, потому что тепло идет на таяние снега. Над поверхностью тающего снежного покрова возникает так называемая **СНЕЖНАЯ ИЛИ ВЕСЕННЯЯ ИНВЕРСИЯ**. Если ветер достаточно сильный, то вследствие турбулентности эта инверсия обнаруживается не у самой земной поверхности, а на некоторой высоте.

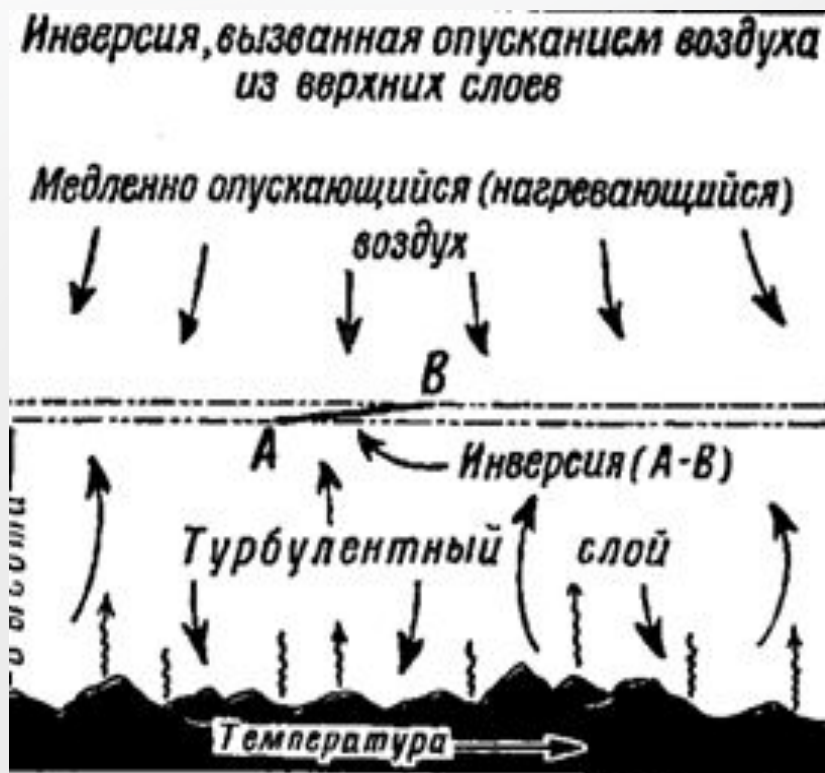


Рис. 33.



Ночные заморозки



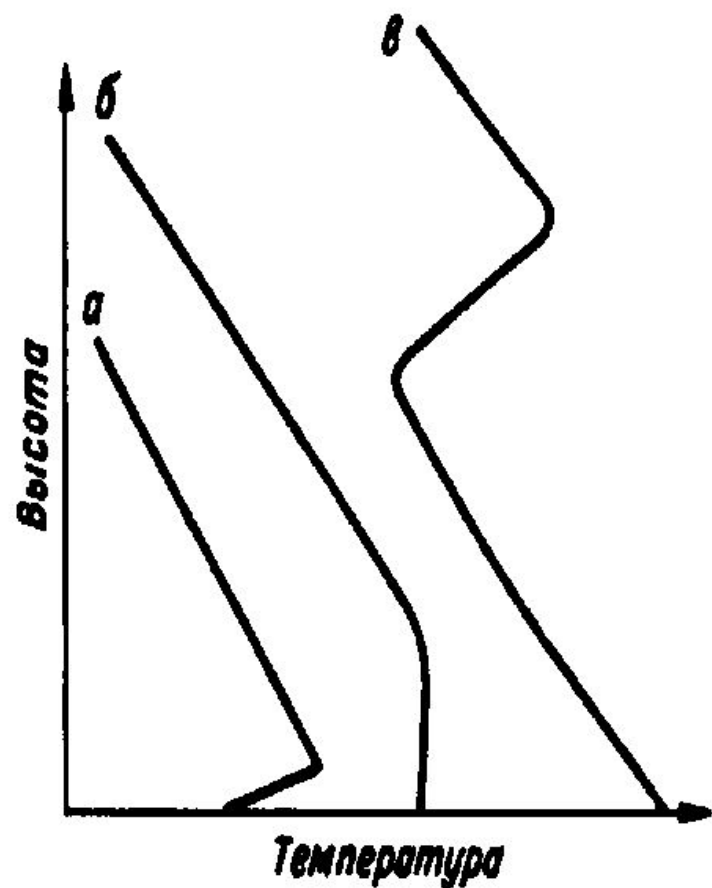


Рис. 5.17. Типы распределения температуры с высотой: *a* — приземная инверсия, *б* — приземная изотермия, *в* — инверсия в свободной атмосфере

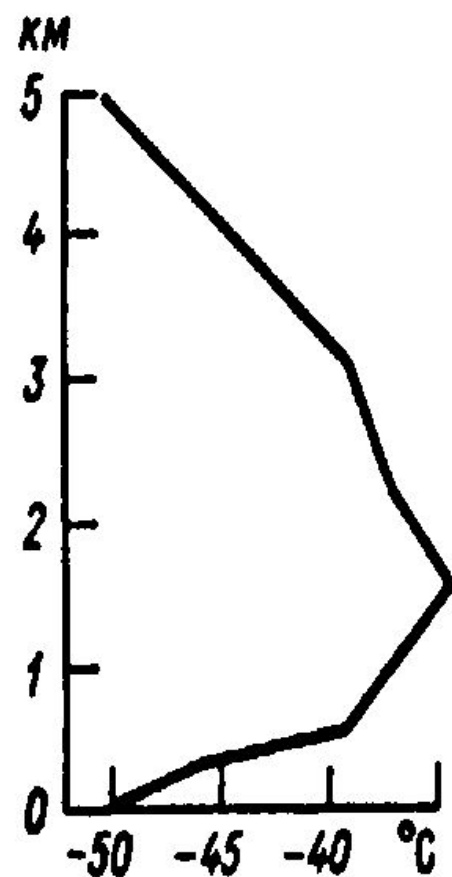


Рис. 5.18. Зимняя инверсия температуры над Якутском 2 декабря 1957 г.

33. ПРИПОДНЯТЫЕ ИНВЕРСИИ

Приподнятые инверсии, т.е. инверсионные слои в свободной атмосфере, возникают преимущественно в устойчивых антициклонах как над сушей, так и над морем, и наблюдаются над большими территориями на протяжении длительных периодов. Круглый год приподнятые инверсии наблюдаются и в *антициклонах субтропических*, в том числе и в тех их частях, которые обращены к экватору, в зоне пассатов. Это так называемые *пассатные инверсии*. Большинство инверсий в свободной атмосфере являются *инверсиями оседания*. Они возникают вследствие нисходящего движения воздуха и его адиабатического нагревания. *Если опускающийся слой первоначально имел устойчивую стратификацию, то при опускании и сжатии слоя она должна стать еще устойчивей, и это может привести*

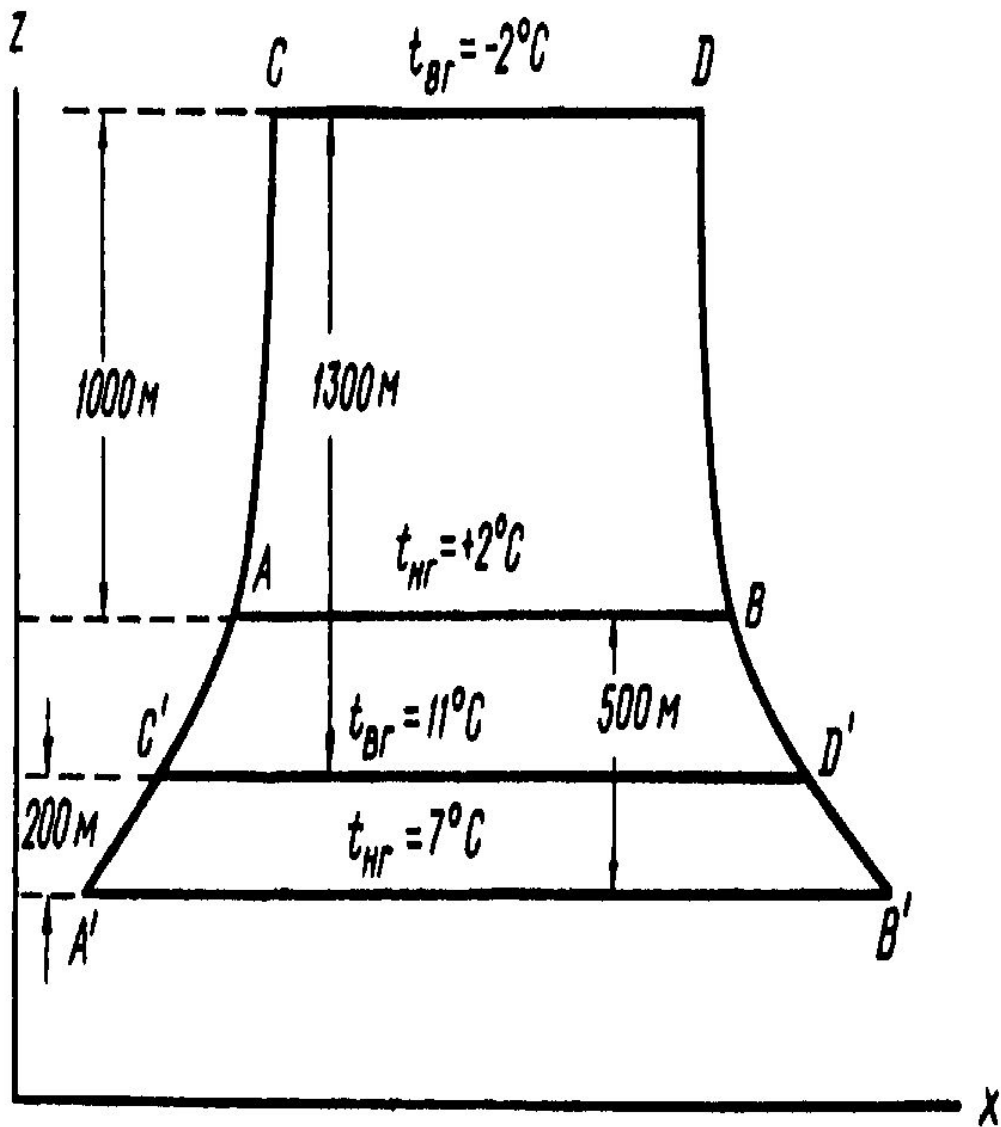
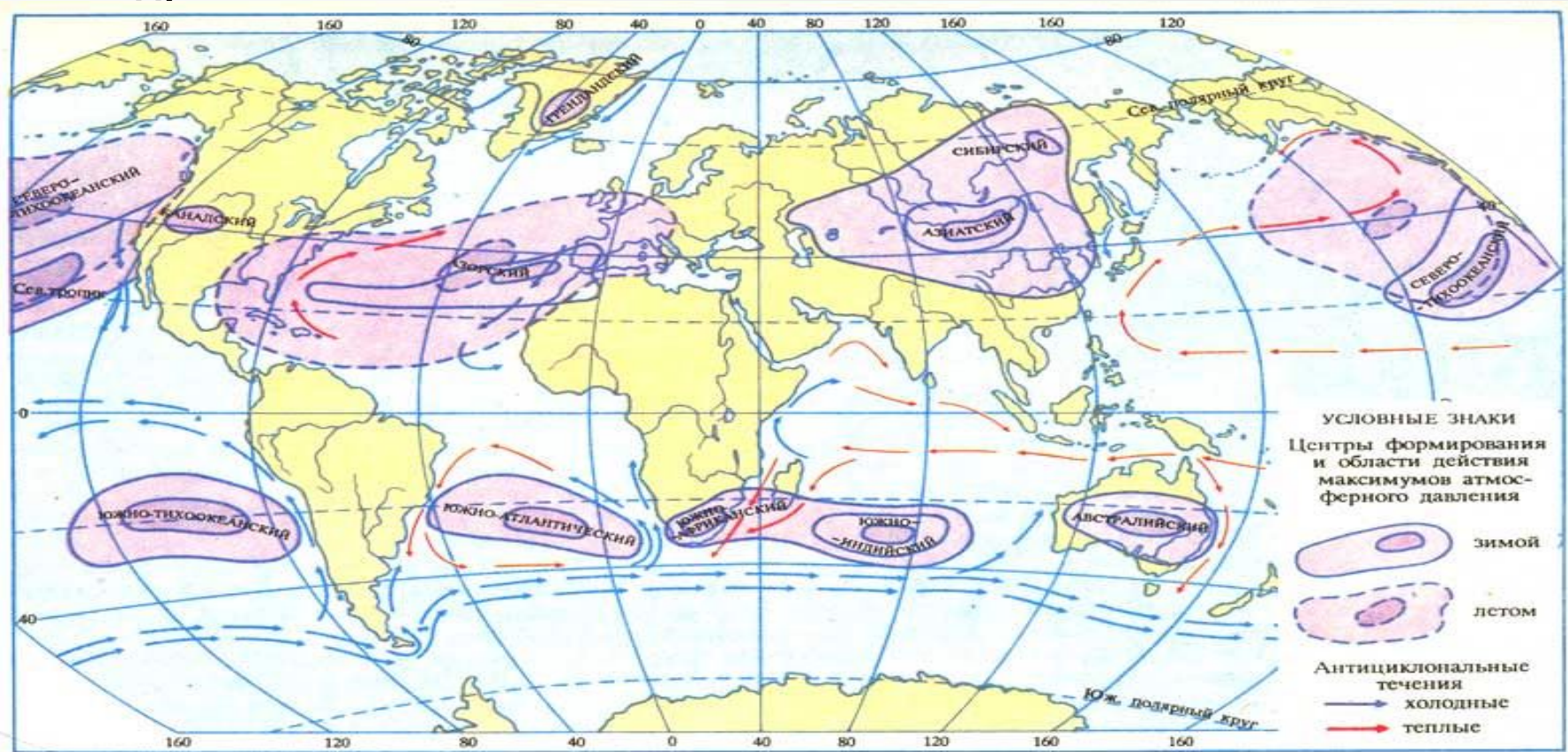


Рис. 5.19. Образование инверсии сжатия

Инверсия оседания связана с *падением относительной влажности*. Относительная влажность наибольшая у основания инверсии, где накапливается водяной пар, переносимый турбулентностью снизу. Воздух здесь обычно близок к насыщению, поэтому нередко под слоем инверсии возникают облака. Кроме инверсий оседания в тропосфере наблюдаются *фронтальные инверсии*

Фронты, разделяющие теплую и холодную воздушные массы, в тропосфере становятся узкими фронтальными зонами перехода от холодной к теплой воздушной массе. Падение температуры с высотой в холодной воздушной массе начинается с более низких температур у Земли, да и происходит сильнее, чем в теплой воздушной массе, где начальная температура у поверхности Земли выше, чем в холодной воздушной массе.



34. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ «ЗЕМЛЯ-АТМОСФЕРА»

Земля в целом, атмосфера в отдельности и земная поверхность находится в состоянии теплового равновесия, если рассматривать условия за длительный период (год или, лучше, ряд лет). Средние температуры их от года к году меняются мало, а от одного многолетнего периода к другому остаются почти неизменными. Отсюда следует, что приток и отдача тепла за достаточно длительный период равны или почти равны. *На верхней границе атмосферы должно существовать лучистое равновесие*, т.е. радиационный баланс, равный нулю.

Атмосфера, отдельно взятая, получает и теряет тепло, поглощая солнечную и земную радиацию и отдавая свою радиацию вниз и вверх. На земной поверхности уравниваются приток тепла вследствие поглощения солнечной и атмосферной радиации, отдача тепла путем излучения самой земной поверхности и нерадиационный обмен теплом между нею и атмосферой.

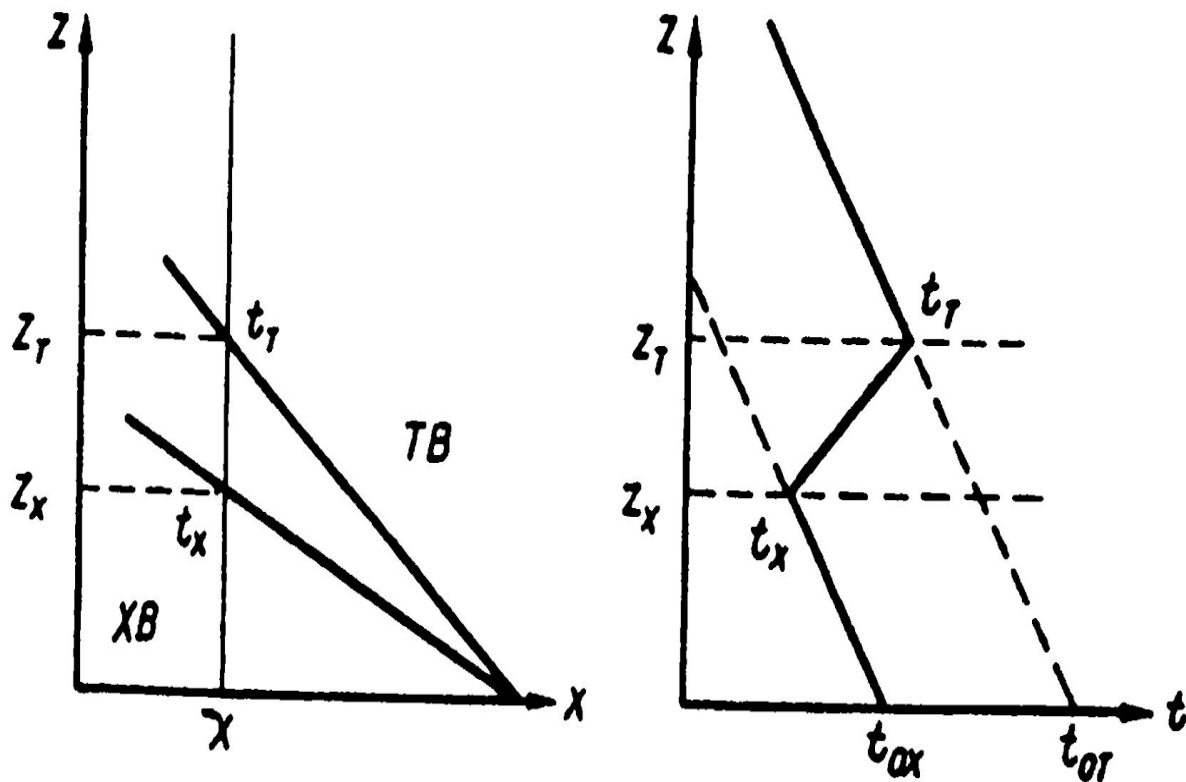


Рис. 5.20. Фронтальная зона и образование фронтальной инверсии: Z_x — верхняя граница холодной воздушной массы в пункте X ; Z_T — нижняя граница теплой воздушной массы в пункте X ; $Z_T - Z_x$ — толщина фронтальной зоны в пункте X ; t_x — температура на верхней границе холодной воздушной массы в пункте X ; t_T — температура на нижней границе теплой воздушной массы в пункте X ; $t_T - t_x$ — значение инверсии температуры во фронтальной зоне

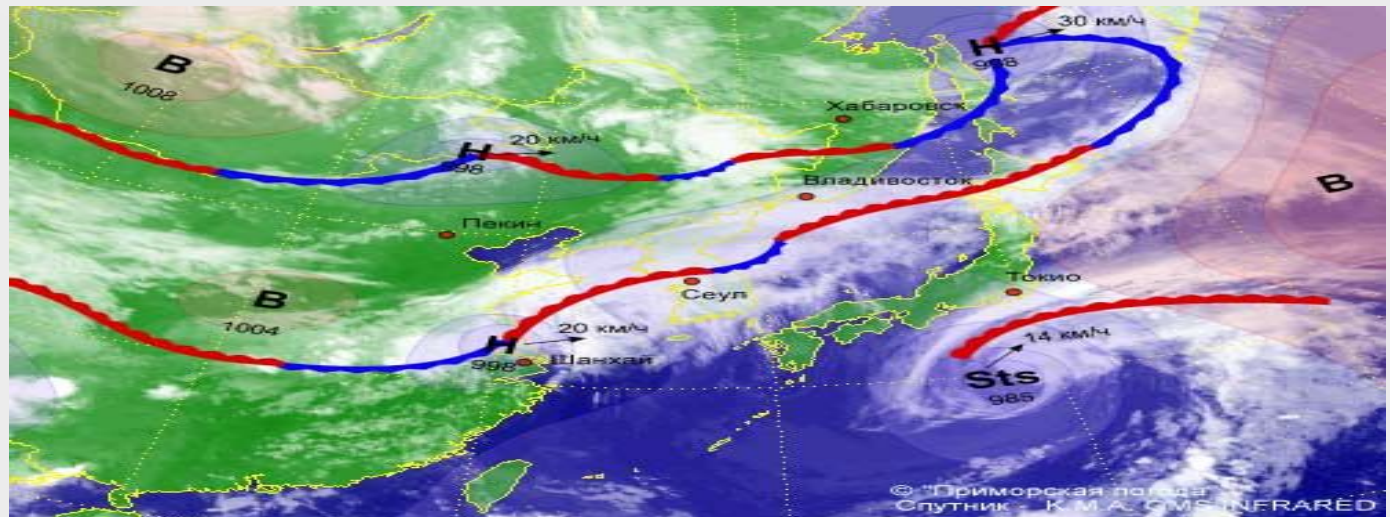
Величина прямой солнечной радиации, входящей в атмосферу на ее верхней границе, равна 342 Втм-2

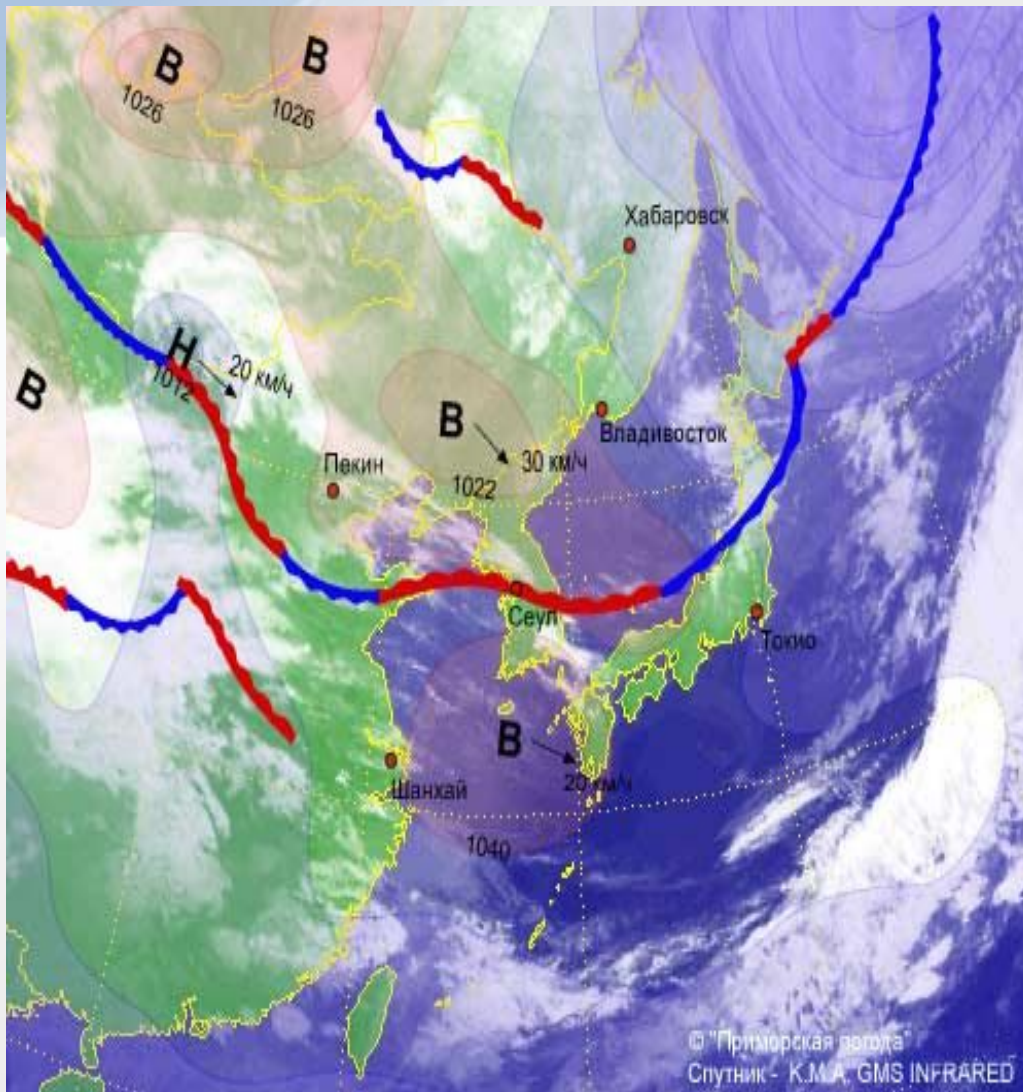
Р

35. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ШИРОТНЫХ ЗОН И ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

За годовой или многолетний период равенство между приходом и расходом тепла сохраняется не только для Земли в целом, но и для отдельных ее широтных зон, поскольку средние температуры воздуха в них остаются с течением времени почти неизменными. Это значит, что избыток или недостаток радиации в отдельных зонах компенсируется нерадиационным теплообменом между земной поверхностью и атмосферой. Чем стимулируется передача тепла? Дело в общей циркуляции атмосферы, т.е. в переносе воздуха из одних широт в другие, в адвекции воздуха. Теплые воздушные массы, притекающие в высокие широты, отдают там свое тепло более холодной земной поверхности.

Циркуляция в летний период





Циркуляция атмосферы
в зимний период.

Таким образом, в широтных зонах поддерживается тепловое равновесие земной поверхности. Перенос теплого воздуха в высокие широты повышает там температуру атмосферы, а перенос холодного воздуха в низкие широты, напротив, понижает здесь температуру атмосферы. В результате в атмосфере устанавливается более равномерное распределение тепла по земному шару. Путем адвекции в земной атмосфере переносятся из низких широт в высокие огромные количества тепла. Кроме переноса тепла из низких широт в высокие воздушные течения осуществляют и сезонный перенос тепла между полушариями. Тепло переносится из того полушария, в котором лето или осень, в то, в котором зима или весна.

Циркуляция атмосферы вид из космоса.



Использован материал:

- 1. Хромов С.П., Петросянц М.А., 2001, Издательство Московского университета, 2001.
- 2. meteogmp.tiu.ru