



## УЕ 1.5 Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности

Рассматриваемые вопросы:

*Тепловой режим почвы*

*Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы*

*Распространение тепла в почве*

*Промерзание почвы. Многолетнемерзлый грунт*

*Особенности нагревания и охлаждения водоемов.*

### **Тепловой режим почвы. Особенности нагревания и охлаждения водоемов**

*Тепловой режим деятельной поверхности* почвы определяется ее радиационным балансом. Количество лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой деятельной поверхностью, зависит от ее цвета, состава, структуры. Темные почвы обладают сравнительно малой отражательной способностью, поэтому днем нагреваются, а ночью охлаждаются быстрее, чем светлые. При положительном радиационном балансе тепло от деятельной поверхности путем молекулярной теплопроводности передается в более глубокие слои, а часть его отдается воздуху. При отрицательном радиационном балансе тепло из глубины почвы и частично из воздуха поступает к деятельной поверхности.

Важную роль для нагревания и охлаждения почвы играет конденсация водяного пара и испарение воды, происходящее на деятельной поверхности. При конденсации выделяется скрытая теплота, идущая на нагревания почвы. При испарении тепло переходит в скрытое состояние и теряется почвой. Некоторое количество тепла в почве затрачивается на химические и



биологические процессы (усвоение питательных веществ корнями растений, растворение солей и т.д.).

Тепловой режим почвы зависит от ее теплофизических характеристик, основными из них являются теплоемкость и теплопроводность.

Различают объемную и удельную теплоемкость почвы. Объемная теплоемкость почвы - это количество тепла, требующееся для нагревания 1 м<sup>3</sup> почвы на 1°С. Удельная теплоемкость - количество тепла, требующееся для нагревания 1 кг почвы на 1°С. Объемную теплоемкость выражают в Дж/(м<sup>3</sup>, К), удельную - Дж/(кг К)

Объемная теплоемкость минеральных составляющих почвы 2,0-2,5 Дж/(м<sup>3</sup> К); воды и воздуха различается более чем в 3000 раз. Поэтому теплоемкость почвы зависит не столько от ее минерального состава, сколько от соотношения воздуха и воды, находящихся в почвенных порах.

Способность почвы передавать тепло от слоя к слою называется теплопроводностью почвы. Мерой теплопроводности служит коэффициент теплопроводности, численно равный количеству тепла, проходящему за 1 с через сечение площадью 1 м<sup>2</sup> слоя толщиной 1 м при разности температур на границах слоя 1°С. Теплопроводность зависит от минерального состава и влажности почвы, содержания воздуха в порах почвы.

Поскольку коэффициент теплопроводности воздуха в почве почти в 25 раз меньше чем воды, то теплопроводность почвы, как и ее теплоемкость, зависит от влажности почвы. При замерзании теплопроводность почвы увеличивается, так как теплопроводность льда почти в четыре раза больше теплопроводности воды.

Отношение коэффициента теплопроводности к объемной теплоемкости почвы называется *коэффициентом температуропроводности*. Этот коэффициент характеризует скорость распределения тепла в почве.



Теплофизические характеристики почвы зависят от ее цвета, плотности и структуры.

*Суточный ход температуры поверхности почвы.* Изменение температуры поверхности почвы в течение суток называется *суточным ходом*, который в среднем за большой промежуток времени представляет собой периодические колебания с одним максимумом и с одним минимумом. Минимум наблюдается перед восходом Солнца. С восходом Солнца температура поверхности почвы растет, достигая максимума около 13-14 часов. Затем начинается ее понижение за счет уменьшения радиационного баланса. После 13-14 часов расход тепла поверхностным слоем почвы преобладает над приходом и происходит понижение температуры поверхности, продолжающееся до утреннего минимума.

Кривая суточного хода температуры представляет собой волнообразную линию, низшая точка которой характеризует минимум, а верхняя – максимум. В отдельные дни правильный суточный ход нарушается неперiodическими изменениями, которые связаны с прохождением атмосферных фронтов, влиянием облачности, выпадением осадков и другими факторами. Хорошо выражен суточный ход температуры поверхности почвы в теплое время года при установившейся ясной погоде.

Разность между максимальной и минимальной температурой за сутки называется *амплитудой суточного хода*. На нее влияют следующие факторы:

1. Время года. Летом амплитуда наибольшая, зимой – наименьшая.
2. Широта места. Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы определяется полуденной высотой Солнца, которая уменьшается с возрастанием широты. Поэтому амплитуда тоже уменьшается с увеличением широты места. Наибольшая амплитуда наблюдается в субтропических



пустынях, где происходит сильное ночное охлаждение почвы. Наименьшая амплитуда отмечается в полярных странах.

3. Облачность. В пасмурную погоду амплитуда меньше, чем в ясную. Облака днем задерживают прямую солнечную радиацию, а ночью значительно уменьшают излучение тепла. В ясную погоду наблюдается большая суммарная радиация днем и большое излучение ночью.

4. Теплоемкость и теплопроводность почвы. Амплитуда находится в обратной зависимости от теплоемкости почвы: чем больше теплоемкость почвы, тем меньше она нагревается днем и охлаждается ночью, т.е. тем меньше амплитуда колебаний температуры. Такой же характер зависимости имеет амплитуда от теплопроводности почвы.

5. Цвет почвы. Амплитуда хода температуры поверхности темных почв гораздо больше, чем светлых, т.к. поглощательная и излучательная способность темных поверхностей больше, чем светлых.

6. Растительный и снежный покров. Растительный покров уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы, т.к он препятствует нагреванию ее солнечными лучами днем и защищает от сильного излучения ночью. В зимнее время такую же роль играет снежный покров, который предохраняет поверхность почвы от ночного охлаждения. Поверхность самого снега ночью может охлаждаться очень сильно из-за большой излучательной способности. Но днем из-за большого альбеда (отражательной способности) поверхность снега нагревается мало и потому амплитуда, несмотря на низкие температуры, остается не очень большой.

5. Экспозиция склонов. На температуру поверхности почвы и амплитуду ее суточного хода оказывает влияние экспозиция склонов. Южные склоны холмов нагреваются сильнее северных, а западные – сильнее восточных, т.к. нагревание восточных склонов происходит утром при более



низких температурах воздуха. Кроме того, в утренние часы, когда склоны могут быть увлажнены росой, часть тепла затрачивается на ее испарение. Западные же склоны нагреваются в послеполуденные часы при высоких температурах воздуха и относительно сухой почве.

*Годовой ход температуры поверхности почвы.* Изменение температуры поверхности почвы в течение года называется *годовым ходом*. Годовой ход, как и суточный, связан с приходом и расходом тепла и определяется радиационными факторами.

В северном полушарии максимальные среднемесячные температуры поверхности почвы наблюдаются в июле-августе, когда отмечается наибольший приток тепла, минимальные – в январе-феврале.

*Распространение тепла в почве.* Суточные и годовые колебания температуры почвы вследствие теплопроводности передаются в более глубокие ее слои. Слой почвы, в котором наблюдается суточный и годовой ход температуры, называется *активным слоем*. Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше и быстрее она проводит тепло, тем глубже наблюдаются колебания температуры.

К распространению тепла в почве применим закон теплопроводности, установленный французским математиком и физиком Ж. Фурье. Распространение тепла в почве описывается законами, которые в метеорологии называют законами Фурье.

*Первый закон Фурье* - период колебаний температуры не изменяется с глубиной. Это значит, что не только на поверхности, но и на глубине сохраняется суточный ход температуры с периодом 24 ч между каждыми двумя последовательными максимумами или минимумами и годовой ход с периодом в 12 месяцев. Однако амплитуды колебаний температуры с глубиной уменьшаются.



*Второй закон Фурье* формулируется так: возрастание глубины почвы в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды колебания температуры в геометрической прогрессии. Так, если на поверхности суточная амплитуда колебания температуры равна  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а на глубине 20 см -  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , то на глубине 40 см она будет уже меньше  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

На некоторой сравнительно небольшой глубине (около 70-100 см) суточная амплитуда колебаний температуры убывает до нуля; здесь начинается слой постоянной суточной температуры.

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается по тому же закону. Однако годовые колебания распространяются до большей глубины: в средних широтах амплитуды годовых колебаний убывают до нуля на глубине около 15—20 м; здесь начинается слой постоянной годовой температуры.

*Третий закон Фурье*: сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают пропорционально увеличению глубины. Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5-3,5 ч. Это значит, что на глубине 50 см суточный максимум температуры наблюдается уже после полуночи. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20-30 дней на каждый метр глубины.

*Четвертый закон Фурье*: глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся как корни квадратные из периодов колебаний. Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания температуры, в 19 раз больше глубины затухания суточных колебаний.

Различают два типа теплового режима почвы: тип инсоляции и тип излучения. Тип инсоляции (положительный радиационный баланс) наблюдается, когда поверхность почвы теплее нижележащих слоев (день,



лето); поток тепла направлен от поверхности в глубь почвы. Тип излучения формируется при отрицательном балансе (зимой, ночью), когда поверхность почвы холоднее нижележащих слоев; поток тепла направлен из глубины к поверхности.

Распределение температуры почвы во времени и пространстве в определенном месте можно рассматривать с помощью особого графика. Его обычно строят по многолетним среднемесячным температурам. По оси ординат откладывают глубины, а по оси абсцисс – месяцы. На полученной сетке наносят соответствующие среднемесячные температуры. Затем путем интерполяции находят точки с одинаковыми температурами и соединяют их плавными линиями, которые называются *термоизоплетами* (рисунок 1).

Термоизоплеты дают наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине в любое время года. Перемещение вдоль горизонтальной линии дает возможность судить о распределении температуры с глубиной в определенном месяце. Таким образом, пользуясь термоизоплетами, можно определить среднюю температуру почвы на любой глубине в любом месяце.

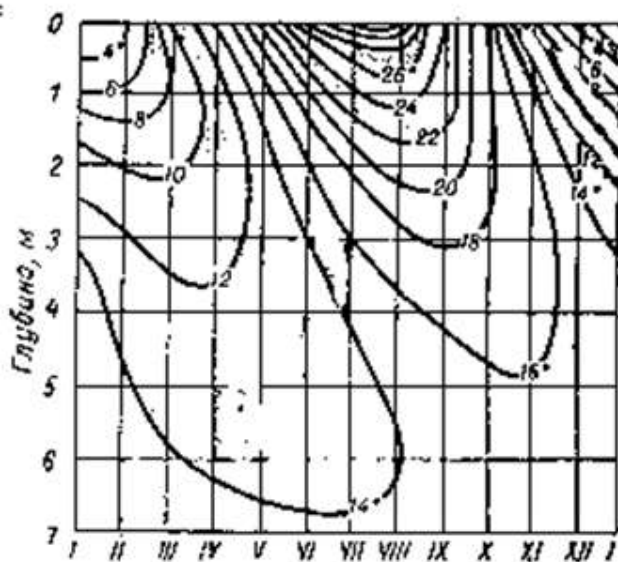


Рисунок 1 – Термоизоплеты почвы



Растительный покров летом снижает температуру поверхности почвы, так как затеняет ее и поглощает значительную часть приходящей солнечной радиации. Но в то же время растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью, вызываемое ее эффективным излучением. В целом, летом почва под растительным покровом холоднее, чем оголенная, а зимой — теплее.

Тепловой режим почвы в зимний период в значительной мере обусловлен наличием снежного покрова. Теплопроводность снега очень мала, что снижает теплообмен между почвой и атмосферой. Почва замерзает при отрицательной температуре воздуха. Почвенная влага содержит различные минеральные соли, поэтому почва замерзает не при 0 °С, а при температуре от минус 0,5 до минус 1,5°С. Промерзание начинается с верхних слоев и в течение зимы распространяется вглубь. Глубина промерзания почвы зависит от суровости и продолжительности зимы, высоты снежного покрова, растительного покрова, тепловых свойств и влажности почвы. Весной промерзший слой почвы оттаивает сверху под влиянием прогрева поверхности и снизу за счет прихода тепла от нижележащих слоев.

Таким образом, снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла, от глубокого промерзания и резких колебаний температуры, поэтому глубина промерзания почвы уменьшается с увеличением высоты снежного покрова.

*Промерзание почвы.* Зимой, когда температура почвы становится отрицательной, происходит промерзание почвы. Вода, содержащаяся в почве, замерзает, и почва становится твердой. В связи с наличием в почвенной влаге различных солей промерзание почвы может начаться при температуре несколько ниже 0°С. Оно начинается от поверхности почвы и постепенно передается в более глубокие слои. Глубина промерзший зависит





от климатических условий, от тепловых свойств почвы, от ее влажности, от характера растительности и высоты снежного покрова. В местах с холодными и продолжительными зимами почва промерзает глубже, чем в местах с теплыми зимами. В тех районах, где температура почвы не опускается ниже 0°C или где отрицательные температуры отмечаются лишь в течение непродолжительного периода, промерзания почвы не происходит. Влажные почвы промерзают до меньшей глубины, чем сухие, так как при замерзании влажных почв выделяется теплота, замедляющая дальнейшее промерзание. Болота уменьшают глубину промерзания почвы. Песчаные почвы обычно промерзают глубже, чем суглинистые, лучше проводящие тепло. Снежный покров предохраняет почву от промерзания. Поэтому чем выше снежный покров, тем меньше глубина промерзания почвы.

Уменьшает глубину промерзания почвы также растительный покров. На оголенных участках глубина промерзания почвы относительно велика. В лесу почва промерзает на меньшую глубину, чем в поле. В местах с суровыми зимами и сравнительно малой высотой снежного покрова промерзание почвы достигает больших глубин.

Слой почвы, промерзший зимой, весной оттаивает под влиянием солнечной радиации и за счет тепла, поступающего из глубин земной коры, а также от вторгающихся теплых масс воздуха.

*Многолетнемерзлый грунт.* В высоких и умеренных шпротах встречаются обширные области, где слон почвы, лежащие на определенной глубине, остаются мерзлыми в течение многих лет, т. е. не оттаивают даже летом.

Многолетний грунт занимает огромные пространства. Южная граница многолетнего мерзлого грунта в основном совпадает с изотермой



среднегодовой температуры воздуха минус 2 °С. Область, занятая таким грунтом, включает в себя Заполярье, а также огромные пространства Сибири.

Многолетний грунт залегает или непрерывным слоем, или в виде отдельных слоев, перемежающихся со слоями талой почвы. Толщина его колеблется от 1-2 м до нескольких сотен метров. Например, в Якутии она составляет более 145 м, а в Забайкалье - около 70 м. Глубина залегания верхней границы такого грунта, т. е. толщина лежащего над ней активного слоя почвы, зависит от радиационного баланса, высоты снежного покрова, растительного покрова, теплопроводности почвы и т. п. Она колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Многолетнемерзлый грунт почти непроницаем для дождевой воды. В результате этого летом деятельная поверхность над ним всегда влажная. В его области очень распространены болота. Значительная часть выпадающей здесь дождевой воды не проникает глубоко в почву, а быстро стекает в реки, создавая летние паводки. Этот грунт замедляет развитие деревьев, корни которых не могут развиваться в слоях почвы с температурами, близкими к 0°С.

**Особенности нагревания и охлаждения водоемов.** Поверхностный слой воды хорошо поглощает инфракрасную радиацию. Относительная излучательная способность воды составляет более 96% излучения абсолютно черного тела. Поэтому условия поглощения и отражения длинноволновой радиации в водных бассейнах и в почве различаются мало. Для коротковолновой радиации вода представляет собой прозрачное тело. Поэтому короткие волны, особенно фиолетовые и ультрафиолетовые, проникают в воду на значительную глубину и радиационное нагревание происходит в слое воды толщиной несколько метров.



Различия теплового режима водоемов и почвы вызываются следующими причинами:

1. Теплоемкость воды в 3-4 раза больше теплоемкости почвы. Поэтому для одинакового их нагревания вода должна получить больше тепла, чем почва. Если к воде и почве поступает одинаковое количество тепла или они отдают одинаковое количество тепла, то температуры воды изменятся меньше.

2. Частицы воды более подвижны. Поэтому в водоемах передача тепла вглубь воды происходит в результате более интенсивного процесса – турбулентного перемешивания. Оно состоит в том, что при движении воды в ней создаются вихри, беспорядочно перемещающиеся во всех направлениях, способствующие сильному перемешиванию воды и интенсивному переносу тепла. Охлаждение воды ночью и в холодное время года происходит еще быстрее, чем ее нагревания днем и летом. В этом случае к турбулентности присоединяется термическая конвекция. Она состоит в том, что охлажденные верхние слои воды из-за увеличивающейся плотности опускаются вниз, а их место занимает относительно теплая вода, поднимающаяся из более низких слоев. Термическая конвекция в воде прекращается при осеннем ее охлаждении, когда температура во всех слоях воды равна  $4^{\circ}\text{C}$ , т.к. при этой температуре плотность пресной воды наибольшая.

В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев воды играет также испарение. При значительном испарении верхние слои воды становятся более солеными и плотными, вследствие чего они опускаются. Перемешивание воды в морях и океанах происходит также под влиянием дрейфовых течений и поверхностных волн.

В результате того что нагревание и охлаждение воды распространяется глубже, чем в почве, изменение температуры поверхности водоемов



происходит медленнее и оказывается меньше, чем изменение температуры поверхности почвы. В суточном ходе минимальная температура поверхности водоемов наступает через 2-3 часа после восхода солнца, а максимальная - в 15-16 часов, т.е. наступают позднее чем на поверхности почвы. В годовом ходе температуры поверхности водоемов в северном полушарии минимум наступает в феврале-марте, а максимум в августе.

### **Тепловой режим атмосферы**

*Теплообмен атмосферы с окружающей средой*

*Влияние характера деятельной поверхности, растительного покрова, городских условий на нагревание и охлаждение воздуха*

*Суточный и годовой ход температуры воздуха*

*Заморозки*

*Изменение температуры воздуха с высотой*

*Географическое распределение температуры приземного слоя атмосферы*

***Теплообмен атмосферы с окружающей средой.*** Лучистая энергия Солнца является основным источником тепла для поверхности Земли и атмосферы. Радиация, поступающая от звезд и Луны, а также поток тепла, направленный к земной поверхности и в атмосферу из глубин Земли, ничтожно малы по сравнению с солнечной радиацией.

Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывное ее изменение во времени и пространстве называется *тепловым режимом атмосферы*.

Тепловой режим атмосферы (температура воздуха) зависит от интенсивности теплообмена, который непрерывно происходит между атмосферным воздухом и окружающей средой. Под окружающей средой



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ**  
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение  
Иркутской области  
**«Иркутский гидрометеорологический техникум»**

понимается космическое пространство, соседние слои воздуха, земная поверхность.

Основной движущей силой природных процессов, протекающих в атмосфере и географической оболочке, является солнечная радиация.

Температура воздуха является интегральной характеристикой климата и природных условий, потому что она отображает не только количество солнечной радиации, но и другие географические факторы: широту, воздействие суши и моря, высоту места, циркуляцию атмосферы и т.д.

Распределение температуры в атмосфере определяется, главным образом, ее теплообменом с земной поверхностью и поглощением солнечной радиации. Нижние слои атмосферы поглощают радиацию значительно слабее, чем верхние. Основным источником нагревания тропосферы, особенно ее нижних слоев, является тепло деятельной поверхности Земли. Приход солнечной радиация, радиационный и тепловой баланс являются важнейшими факторами климата. Знания о приходе и поглощении солнечной радиации и ее последующих преобразованиях на земной поверхности и в атмосфере позволяют объяснить закономерности формирования климата и распределения его по земному шару.

Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосфере и перенос его в атмосфере осуществляются в результате следующих процессов:

- тепловая конвекция;
- турбулентность;
- молекулярный теплообмен;
- радиационная теплопроводность;
- испарение воды и конденсация (сублимация) водяного пара;
- адвекция;
- адиабатические процессы.



*Тепловая конвекция* - перенос объемов воздуха по вертикали, возникающий при неравномерном нагревании различных участков земной поверхности. Над более прогретыми участками воздух теплее, а потому он легче окружающего и поднимается вверх. Над сушей тепловая конвекция возникает днем, а над морем - ночью и в холодное время года, когда водная поверхность теплее прилегающих слоев атмосферы.

*Турбулентность* - вихревое хаотическое движение небольших объемов воздуха в общем потоке ветра. Турбулентное перемешивание воздуха возникает при наличии температурных градиентов между подстилающей поверхностью и атмосферой. Оно происходит вследствие непрерывного движения воздуха, отдельные объемы которого имеют различную скорость. С увеличением скорости движения воздуха турбулентность усиливается, образуются вихри различных размеров, вызывающие порывистость ветра. Следствием турбулентного характера движения является вертикальное и горизонтальное перемешивание воздуха в потоке ветра и интенсивный перенос тепла. В результате турбулентного теплообмена происходит сглаживание градиентов температуры, т.е. атмосфера приближается к термическому равновесию. Это наиболее интенсивный и важнейший вид теплообмена, который происходит между земной поверхностью и атмосферой.

*Молекулярный теплообмен* - обмен теплом между деятельной поверхностью и прилегающим слоем атмосферы за счет молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха. Поскольку коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха очень мал, то роль этого вида теплообмена по сравнению с тепловой конвекцией и турбулентностью незначительна. Атмосферный воздух является в большей мере теплоизолятором, чем проводником тепла.



*Радиационная теплопроводность* (атмосфера получает и теряет тепло радиационным путем) - перенос тепла потоками длинноволновой радиации деятельной поверхности и атмосферы. Действие этих потоков в нижних слоях атмосферы проявляется преимущественно ночью, когда солнечная радиация не поступает, турбулентность ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует. За счет радиационного теплообмена атмосфера нагревается незначительно.

Атмосфера обменивается с земной поверхностью скрытым теплом, обусловленным фазовыми переходами в процессах *испарения* воды и *конденсации* (*сублимации*) водяного пара, поступающего с земной поверхности в атмосферу. При конденсации выделяется тепло, нагревающее воздух, особенно более высокие слои атмосферы, в которых образуются облака.

Помимо вертикальных движений, в атмосфере непрерывно происходит горизонтальное перемещение воздушных масс, или *адвекция*, которая является причиной неперидических изменений температуры воздуха. Если вторгающиеся воздушные массы имеют более высокую температуру, чем воздух, ранее находившийся в данном месте, то происходит адвекция тепла, если же вторгаются более холодные массы - адвекция холода.

Помимо того, температура воздуха может меняться адиабатически, когда изменяется атмосферное давление. Адиабатические процессы, приводящие к изменению температуры, обусловлены вертикальными движениями воздуха. Воздух, который поднимается теряет энергию, когда воздух опускается, он приобретает энергию.

Земная поверхность непрерывно получает или теряет тепло. Нагревание и охлаждение воздуха в значительной мере зависит и от свойств деятельного слоя Земли, влияние которого убывает с высотой.



Из перечисленных процессов теплообмена основное значение имеют турбулентный теплообмен и тепловая конвекция.

*Влияние характера деятельной поверхности, растительного покрова, городских условий на нагревание и охлаждение воздуха.* Характер деятельной поверхности оказывает большое влияние на процессы нагревания и охлаждения прилегающего к ней слоя атмосферы. Тепловые воздействия суши и водной поверхности на атмосферу неодинаковы: деятельная поверхность суши отдает воздуху значительно большую часть получаемого ею лучистого тепла (35—50 %), чем поверхность водоемов, которая большую часть получаемого тепла отдает более глубоким слоям. Много тепла на водоемах затрачивается также на испарение воды, и лишь незначительная его часть расходуется на нагревание воздуха. Поэтому в периоды нагревания суши воздух над ней оказывается теплее, чем над водной поверхностью. Когда же деятельная поверхность охлаждается путем излучения, то суша, не накопившая достаточного запаса тепла, сравнительно быстро охлаждается и охлаждает прилегающие слои воздуха.

Моря, океаны и большие озера в теплое время года накапливают в своей толще значительное количество тепла. В зимнее время они отдают его воздуху. Поэтому воздух над водными поверхностями зимой теплее, чем над сушей.

Поверхности материков в свою очередь являются неоднородными. Леса, болота, степи, поля отдают воздуху неодинаковые количества тепла. Кроме того, почвы различных видов (чернозем, песок, торф) также оказывают неодинаковое термическое влияние на воздух.

Зимой снежный покров способствует понижению температуры проходящего над ним воздуха. Объясняется это большой относительной излучательной и отражательной способностью снежного покрова.





Поверхность густого растительного покрова поглощает почти всю приходящую к ней радиацию и практически является деятельной поверхностью. Прилегающий к ней воздух днем прогревается, а по направлению вверх и вниз ют этой поверхности температура убывает. Ночью над поверхностью растительного покрова в результате ее излучения воздух оказывается наиболее холодным. В редком растительном покрове охлажденный воздух несколько опускается до уровня с более густой листвой. В этом случае деятельной поверхностью является не внешняя поверхность растительности, а несколько более низкий уровень. Днем воздух над растительным покровом нагревается, а ночью охлаждается меньше, чем над оголенной почвой. Это объясняется большой теплоемкостью растительного покрова, а также тем, что часть лучистой энергии, поступающей на растительный покров, расходуется в нем на различные физические и биологические процессы, главным образом, на испарение.

В лесу максимальные и минимальные температуры воздуха наблюдаются над кронами деревьев или, если листва редкая, несколько ниже крон. Поэтому наибольшие амплитуды также отмечаются над кронами, а выше и ниже они уменьшаются. Из многочисленных наблюдений за температурой воздуха в лесу, под кронами деревьев, и в открытом поле установлено, что в среднем температура в лесу ниже, чем в поле. Повышая ночные минимумы и понижая дневные максимумы, лес сглаживает суточные колебания температуры. Амплитуды суточного хода температуры воздуха в лесу примерно на  $2^{\circ}\text{C}$  меньше, чем в поле.

*Тепловой режим города.* Города оказывают значительное влияние на температуру воздуха. В летнее время жилые здания, различные городские сооружения, дорожные покрытия и др., нагреваясь, отдают свое тепло воздуху. Поэтому температура воздуха в городе оказывается выше, чем в его



окрестностях. Особенно велико это различие в вечерние часы, когда здания и сооружения, сильно нагретые днем, постепенно отдают свое тепло воздуху. Кроме того, в городе почти отсутствуют участки открытой почвы и сравнительно малы площади растительного покрова, поэтому здесь меньше затраты тепла на испарение. Это также способствует повышению температуры воздуха в городе.

Зимой в городах вследствие пониженной прозрачности воздуха меньше эффективное излучение. Поэтому температура воздуха в городе зимой тоже несколько выше, чем в окрестностях. Наблюдениями установлено, что среднегодовые температуры воздуха в городах на  $0,5-1,0^{\circ}\text{C}$  выше, чем в окрестностях. Чем крупнее города, тем больше эта разность.

**Заморозки** - это понижение температуры воздуха  $0^{\circ}\text{C}$  градусов и ниже в то время, когда среднесуточные температуры выше нуля.

Заморозки на почве - понижение температуры почвы и растений ночью до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже вследствие эффективного излучения, в то время как в воздухе на высоте 2 м (в метеорологической будке) температура остается положительной. Заморозки в воздухе - понижение температуры воздуха до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже вечером и ночью при положительных средних суточных температурах.

Заморозки бывают весной и осенью, когда средние суточные температуры воздуха уже или еще положительные, обычно они чаще и интенсивнее на поверхности почвы, чем на высоте наблюдений (2 м).

Различают заморозки адвективные, радиационные и адвективно-радиационные.

*Адвективные заморозки* наблюдаются в результате вторжения холодных арктических воздушных масс, придавая температуре в суточном ее ходе неперiodические изменения. Адвекция холодных воздушных масс



вызывает резкое и быстрое понижение температуры до отрицательных значений, охватывая огромные территории.

*Радиационные заморозки* возникают в результате радиационного выхолаживания почвы, понижающего температуру воздуха, в ясные тихие ночи при интенсивном излучении и при инверсионном распределении температуры. В ветреную и облачную погоду вероятность радиационных заморозков уменьшается, так как облачность снижает эффективное излучение, а ветер усиливает турбулентное перемешивание, что препятствует возникновению заморозков. Радиационные заморозки обычно имеют локальное распространение. Чаше они возникают в низинах, чем на возвышенных местах или склонах, поскольку в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры более существенно. В низких местах холодный воздух застаивается и длительное время охлаждается.

В большинстве случаев в возникновении заморозков играет роль как предварительная адвекция холодного (арктического) воздуха в данный район, так и последующее ночное излучение, охлаждающее почву и прилегающий к ней воздух до отрицательных температур. *Адвективно-радиационные заморозки* возникают при совместном действии адвекции и радиационного выхолаживания подстилающей поверхности.

Весенние и осенние заморозки могут иметь самые неблагоприятные последствия для садовых и огородных культур. Наиболее опасны заморозки на фоне среднесуточных температур выше 10 °С, когда протекает активная вегетация культурных растений. Для борьбы с заморозками используют различные меры. Наиболее распространенной является дымление, т.е. создание дымовой завесы для уменьшения эффективного излучения. Кроме того, частицы дыма, являясь ядрами конденсации, способствуют



образованию в воздухе капель воды и выделению теплоты конденсации, несколько повышающей температуру воздуха.

Мерой борьбы с заморозками на больших площадях является дождевание с помощью разбрызгивающих установок. Укрывание растений полиэтиленовой пленкой уменьшает эффективное излучение почвы.

Эффективный способ борьбы с заморозками при устойчивой стратификации атмосферы, когда образуются глубокие инверсии - турбулентное перемешивание воздуха, которое создается искусственно (полеты вертолета на низкой высоте). При этом более теплый воздух с высоты направляется к земной поверхности и приостанавливает возникновение заморозков.

***Суточный и годовой ход температуры воздуха*** в приземном слое атмосферы определяется по температуре на высоте 2 м. В основном он обусловлен соответствующим ходом температуры деятельной поверхности. Тепло, поглощенное деятельной поверхностью, передается прилегающему слою воздуха путем турбулентного и конвективного перемешивания воздуха, а также в результате агрегативных преобразований воды. При этом происходит некоторое запаздывание повышения и понижения температуры воздуха по сравнению с изменениями температуры почвы.

Особенности хода температуры воздуха определяются его экстремумами, т.е. наибольшими и наименьшими температурами. Разность между этими температурами называют амплитудой хода температуры воздуха.

При нормальном суточном ходе температуры воздуха минимальная температура наблюдается перед восходом солнца, максимальная в 14-15 ч (рисунок 2).

При установившейся погоде изменение температуры воздуха в течение



суток выражено довольно отчетливо. Но амплитуда суточного хода температуры воздуха над сушей всегда меньше амплитуды суточного хода температуры поверхности почвы. Амплитуда суточного хода температуры воздуха зависит от ряда факторов:

1. Широта места. С увеличением широты места амплитуда суточного хода температуры воздуха убывает. Наибольшие амплитуды наблюдаются в субтропических широтах.

2. Время года. В умеренных широтах наименьшие амплитуды наблюдаются зимой, а наибольшие — летом (рисунок 1). Весной они несколько больше, чем осенью. Амплитуда суточного хода температуры зависит не только от дневного максимума, но и от ночного минимума, который тем ниже, чем продолжительнее ночь.

3. Характер деятельной поверхности. Над водной поверхностью амплитуды суточного хода температуры воздуха меньше, чем над сушей. Над морями и океанами они составляют в среднем 2-3°C. С удалением от берегов вглубь материка амплитуды увеличиваются до 20-22°C. Аналогичное по характеру, но более слабое влияние на суточный ход температуры воздуха оказывают внутренние водоемы и сильно увлажненные поверхности (болота, места с обильной растительностью). В сухих степях и пустынях среднегодовые амплитуды суточного хода температуры воздуха достигают 30°C.

4. Облачность. Амплитуда суточного хода температуры воздуха в ясные дни больше, чем в облачные, так как колебания температуры воздуха находятся в прямой зависимости от колебаний температуры деятельного слоя, которые в свою очередь непосредственно связаны с количеством и характером облаков.

5. Рельеф местности. На суточный ход температуры воздуха



значительное влияние оказывает рельеф местности, на что впервые обратил внимание А. И. Воейков. При вогнутых формах рельефа (котловины, ложбины, долины), воздух соприкасается с наибольшей площадью подстилающей поверхности. Здесь воздух днем застаивается, а ночью охлаждается над склонами и стекает на дно. В результате этого увеличивается как дневное нагревание, так и ночное охлаждение воздуха «внутри вогнутых» форм рельефа по сравнению с равнинной местностью. Тем самым увеличиваются и амплитуды суточных колебаний температуры в таком рельефе. При выпуклых формах рельефа (горы, холмы, возвышенности) воздух соприкасается с наименьшей площадью подстилающей поверхности. Влияние деятельной поверхности на температуру воздуха уменьшается. Таким образом, амплитуды суточного хода температуры воздуха в котловинах, ложбинах, долинах больше, чем над равнинами, а над последними они больше, чем над вершинами гор и холмов.

б. Высота над уровнем моря. С увеличением высоты места амплитуда суточного хода температуры воздуха уменьшается, а моменты наступления максимумов и минимумов сдвигаются на более позднее время.

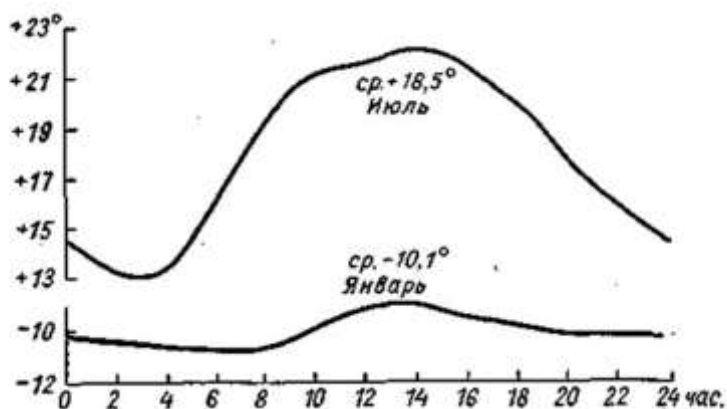


Рисунок 2 – Суточный ход температуры воздуха



*Годовой ход температуры воздуха* определяется годовым ходом температуры деятельной поверхности. Амплитуда годового хода представляет собой разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяцев.

В северном полушарии на континентах максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле, минимальная - в январе. На океанах и побережьях материков экстремальные температуры наступают несколько позднее: максимум - в августе, минимум - в феврале - марте. На суше амплитуды годового хода температуры воздуха значительно больше, чем над водной поверхностью.

Большое влияние на амплитуду годового хода температуры воздуха оказывает широта места. Наименьшая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне. С увеличением широты места амплитуда увеличивается, достигая наибольших значений в полярных широтах (рисунок 3).

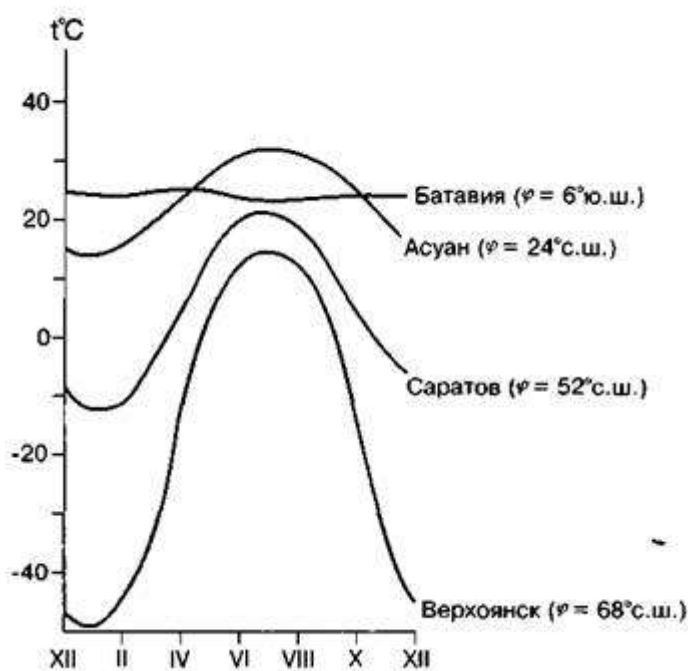


Рисунок 3 – Годовой ход температуры воздуха на разных широтах



Амплитуда годовых колебаний температуры воздуха зависит также от высоты места над уровнем моря. С увеличением высоты амплитуда уменьшается. Большое влияние оказывают на годовой ход температуры воздуха погодные условия: туман, дождь и главным образом облачность. Отсутствие облачности зимой приводит к понижению средней температуры самого холодного месяца, а летом — к повышению средней температуры самого теплого месяца.

Годовой ход температуры воздуха в разных географических зонах разнообразен. По величине амплитуды и по времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

1. Экваториальный тип. В экваториальной зоне в году наблюдаются два максимума температуры — после весеннего и осеннего равноденствия, когда солнце над экватором в полдень находится в зените, и два минимума — после зимнего и летнего солнцестояния, когда солнце находится на наименьшей высоте. Амплитуды годового хода здесь малы, что объясняется малым изменением притока тепла в течение года. Над океанами амплитуды составляют около  $1^{\circ}\text{C}$ , а над континентами  $5-10^{\circ}\text{C}$ .

2. Тропический тип. В тропических широтах наблюдается простой годовой ход температуры воздуха с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Амплитуды годового хода по мере удаления от экватора увеличиваются в связи с увеличением различия между притоком тепла летом и зимой. Средняя амплитуда годового хода над материками составляет  $10-20^{\circ}\text{C}$ , над океанами -  $5-10^{\circ}\text{C}$ .

3. Тип умеренного пояса. В умеренных широтах также отмечается годовой ход температуры с максимумом после летнего и минимумом после





зимнего солнцестояния. Над материками северного полушария максимальная среднемесячная температура наблюдается в июле, над морями и побережьями - в августе. Годовые амплитуды увеличиваются с широтой. Над океанами и побережьями они в среднем составляют 10-15°C, над материками 40-50°C, а на широте 60° достигают 60°C.

4. Полярный тип. Полярные районы характеризуются продолжительной холодной зимой и сравнительно коротким прохладным летом. Годовые амплитуды над океаном и побережьями полярных морей составляют 25-40°C, а на суше превышают 65°C. Максимум температуры наблюдается в августе, минимум – в январе.

Закономерности суточного и годового хода температуры воздуха, связанные с периодическими колебаниями, выявляются при усреднении результатов многолетних наблюдений. Непериодические колебания температуры - это нарушения суточного и годового хода, обусловленные вторжением теплых или холодных воздушных масс. Они искажают нормальный ход температуры воздуха и наиболее характерны для умеренного пояса над континентами, возможны в течение всего года и в любое время суток. При вторжении арктических или тропических воздушных масс, морских или континентальных воздушных масс умеренных широт температура может быстро изменяться на 10-20 °С.

В тропических широтах непериодические изменения температуры незначительные.

Адвективные процессы приводят к межсуточной и межгодовой изменчивости температуры: с ростом широты изменчивость температуры возрастает.

В отдельные годы средние месячные температуры существенно отличаются от средних многолетних (климатической нормы). Отклонения



средней месячной температуры от климатической нормы называется аномалией температуры, которая характеризует ее изменчивость.

Для тропических широт и морского климата характерна небольшая изменчивость температур во времени. В умеренных широтах, особенно над континентами, временная изменчивость температур весьма существенная.

**Изменение температуры воздуха с высотой** характеризуется вертикальным градиентом температуры (см. лекцию «Физические свойства атмосферы»).

Если  $t_v < t_n$ , то с увеличением высоты температура воздуха уменьшается и  $\gamma$  - положительный. Такое распределение температуры с высотой характерно для тропосферы в целом.

Если  $t_v > t_n$ , то имеет место температурная инверсия и  $\gamma$  - отрицательный. *Инверсия* - повышение температуры с высотой.

Инверсии способствуют развитию ряда атмосферных явлений и процессов. Температурная инверсия придает воздуху устойчивую стратификацию, т.е. в инверсионных слоях полностью исчезают турбулентность и конвекция. Помимо того, в слоях инверсии образуются туманы, роса, облака и возникают миражи.

Инверсии характеризуются высотой нижней границы, мощностью инверсионного слоя воздуха и перепадом температуры между нижней и верхней границами этого слоя.

Если  $t_v = t_n$ , то  $\gamma$  равен нулю. Распределение температуры, при котором она не изменяется с высотой называют *изотермией*.

Распределение температуры в атмосфере с высотой называют *термической стратификацией атмосферы*. От стратификации зависит устойчивость атмосферы, т.е. возможность перемещения определенных объемов воздуха в вертикальном направлении. Такие перемещения больших



объемов воздуха происходят почти без обмена теплом с окружающей средой, т.е. адиабатически. При этом изменяются давление и температура перемещающегося объема воздуха. Если воздух движется вверх, то он переходит в слои с меньшим давлением и расширяется, в результате чего температура воздуха понижается. При опускании воздуха происходит обратный процесс.

Известны два типа распределения температуры по вертикали в приземном слое атмосферы. Тип, при котором температура подстилающей поверхности наибольшая и понижается как вверх, так и вниз от поверхности, называют *инсоляционным*. Он наблюдается днем, когда поверхность почвы нагревается прямой солнечной радиацией. *Радиационный тип*, или тип излучения, наблюдается обычно ночью, когда подстилающая поверхность охлаждается в результате эффективного излучения и от нее охлаждаются прилегающие слои воздуха.

Отличают несколько типов температурных *инверсий*: приземные, в свободной атмосфере и фронтальные.

В зависимости от условий образования приземные инверсия подразделяют на радиационные и адвективные.

*Радиационные инверсии* возникают при радиационном выхолаживании земной поверхности и отрицательном тепловом балансе. Такие инверсии наблюдаются в теплый период года ночью, а зимой и днем. Поэтому радиационные инверсии подразделяют на ночные (летние) и зимние.

Мощность радиационных инверсий от 10 до 500 м. Зимой в Восточной Сибири образуются очень мощные (1-2 км) радиационные инверсии. Этому способствует безоблачная и безветренная погода, которая формируется в границах антициклонов, а также в межгорных ложбинах, где застаивается холодный воздух.



*Адвективные инверсии* образуются при адвекции (переносе) теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность, которая охлаждает прилегающие слои надвигающегося воздуха.

***Географическое распределение температуры приземного слоя атмосферы.*** Распределение температуры на обширных территориях или на всем земном шаре можно представить с помощью карт изотерм.

*Изотермами* называют линии, соединяющие на карте точки с одинаковой температурой воздуха в данный момент или в среднем за тот или иной промежуток времени.

Для сравнимости наблюдений, выполненных в различных пунктах, измеренную температуру приводят к уровню моря. Необходимость в этом вызвана тем, что температура воздуха в среднем убывает с высотой. Поэтому над возвышенностями она в среднем ниже, чем в расположенных рядом долинах. Приведение температуры к уровню моря производится исходя из того, что в тропосфере она понижается в среднем на  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Изотермы на картах в зависимости от цели их построения проводят через 1, 2, 4,  $5^{\circ}\text{C}$ , а иногда и через  $10^{\circ}\text{C}$ . Для выявления характера в различное время года удобно пользоваться изотермами среднемесячной температуры двух месяцев года: самого холодного (января) и самого теплого (июля).

Изотермы января (рисунок 4) не совпадают с широтными кругами. Они имеют различные изгибы, наиболее ярко выраженные в северном полушарии, особенно в районах перехода с моря на сушу и наоборот. Объясняется это различием температур воздуха над водоемами и континентами. В южном полушарии, где преобладает водная поверхность изотермы, проходят более плавно и имеют почти широтное направление. В северном полушарии изотермы расположены гуще, чем в южном. Особенно это проявляется над



материками, где контрасты температур между отдельными районами больше, чем над океанами.

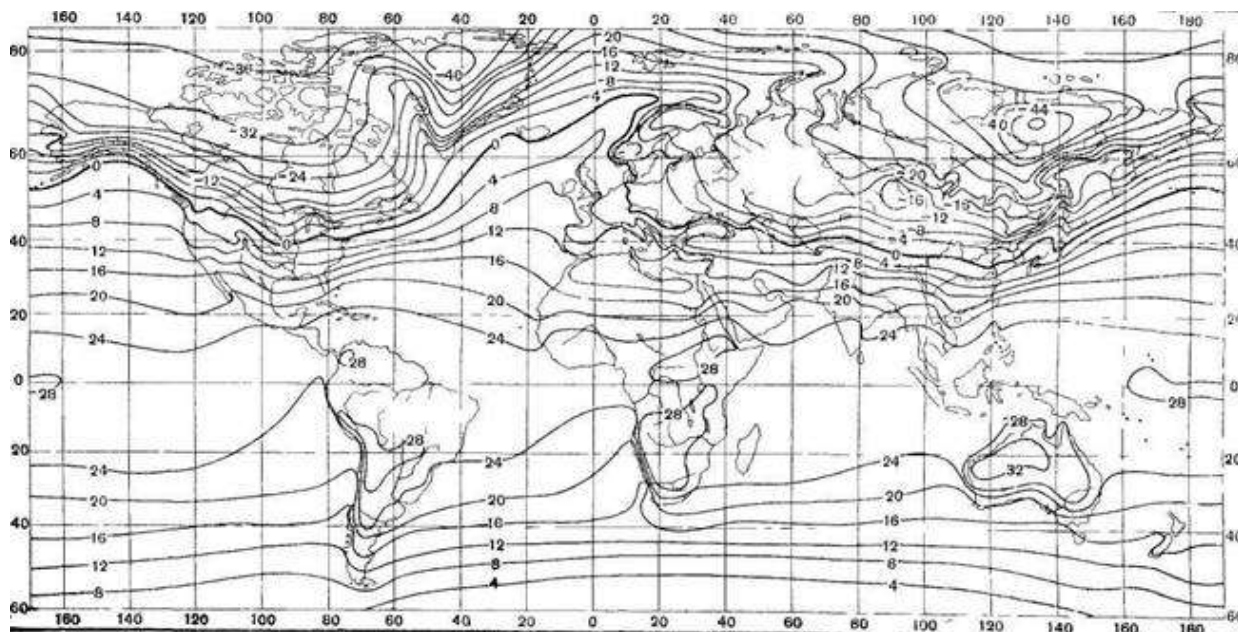


Рисунок 4 – Изотермы января ( $^{\circ}\text{C}$ )

Над северной частью Атлантического океана направление январских изотерм приближается к меридиональному. Объясняется это тем, что здесь на температуру воздуха влияет теплое течение Гольфстрим, омывающее западные берега Европы. Почти в меридиональном направлении зимой проходят изотермы и на севере европейской части России. Температура здесь понижается по мере удаления от океана, т. е. с запада на восток, примерно до  $135^{\circ}$  в. д. На севере Якутии, в районе Верхоянска и Оймякона, располагается так называемый полюс холода, окаймленный изотермой минус  $50^{\circ}\text{C}$ . В отдельные дни температура здесь опускается еще ниже: в Верхоянске она достигала минус  $68^{\circ}\text{C}$ , а в Оймяконе отмечен абсолютный минимум температуры воздуха в северном полушарии, равный минус  $71^{\circ}\text{C}$ . Полюс холода в районе Оймякона обусловлен физико-географическими факторами: Оймякон расположен в котловине, куда стекает холодный воздух с севера.



Здесь он застаивается, так как перемешивание его зимой при отсутствии значительного нагрева ослаблено.

Вторым полюсом холода в северном полушарии является Гренландия, где приведенная к уровню моря среднемесячная температура самого холодного месяца составляет минус  $55^{\circ}\text{C}$ . Минимальная температура здесь равна примерно  $70^{\circ}\text{C}$ . Возникновение гренландского полюса холода связано с большим альбедо ледникового плато. Небольшие очаги холода на картах январских изотерм наблюдаются также над Скандинавией и Малой Азией. В южном полушарии в январе лето. Поэтому над Южной Америкой, Африкой и Австралией в это время расположены очаги тепла.

Июльские изотермы (рисунок 5) в северном полушарии расположены значительно реже, чем январские, так как контрасты температур между полюсом и экватором летом значительно меньше, чем зимой. Летом температура воздуха над материками выше, чем над океанами. Поэтому в северном полушарии над материками изотермы изгибаются к северу. Над Северной Америкой, Африкой и Азией хорошо выражены замкнутые области тепла. Особенно следует обратить внимание на область в Сахаре, где средняя температура июля составляет  $40^{\circ}\text{C}$ , а в отдельные дни она превышает  $50^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный максимум температуры в Северной Африке составляет  $58^{\circ}\text{C}$  (южнее Триполи). Такая же температура была отмечена в Калифорнии, в Долине Смерти, где повышению температуры воздуха способствует рельеф местности (высокие горы и глубокие долины).

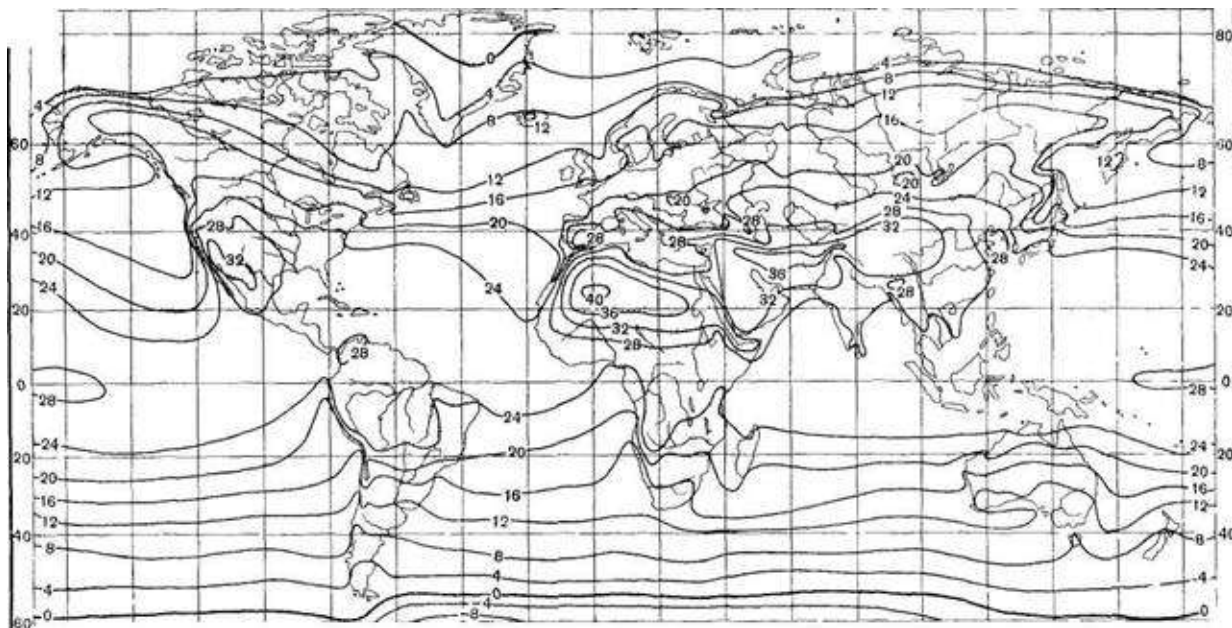


Рисунок 5 – Изотермы июля ( $^{\circ}\text{C}$ )

Самые высокие среднегодовые температуры наблюдаются примерно вдоль  $10^{\circ}$  с. ш. Линия, соединяющая точки с максимальными среднегодовыми температурами, называется термическим экватором. Летом термический экватор смещается к  $20^{\circ}$  с. ш., а зимой приближается к  $5-10^{\circ}$  с. ш., т. е. всегда остается в северном полушарии. Объясняется это тем, что в северном полушарии больше материков, которые нагреваются сильнее, чем океаны южного полушария.

В южном полушарии в июле зима. Изотермы здесь проходят почти в зональном направлении, т. е. совпадают по направлению с параллелями. В высоких южных широтах температура резко понижается по направлению к Антарктиде. На ледяном плато Антарктиды наблюдаются самые низкие температуры воздуха. На побережье Антарктиды средняя температура июля изменяется от минус 15 до  $-35^{\circ}\text{C}$ , а в центре Восточной Антарктиды она достигает минус  $70^{\circ}\text{C}$ . В отдельные дни температура здесь опускается ниже минус  $80^{\circ}\text{C}$ . Например, на ст. Восток, расположенной на  $78^{\circ}$  ю. ш., за-



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ**  
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение  
Иркутской области  
**«Иркутский гидрометеорологический техникум»**

регистрирована самая низкая на земном шаре температура воздуха у земной поверхности, равная минус  $88,3^{\circ}$  С. Таким образом, район, в котором расположена ст. Восток, является полюсом холода не только для южного полушария, но и для всего земного шара. Такое сильное охлаждение воздуха здесь объясняется тем, что ст. Восток расположена на плато, на высоте 3420 м. над уровнем моря, где при слабом ветре в условиях полярной ночи происходит сильное выхолаживание воздуха.