

## 18. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Локальные изменения температуры  $\frac{\partial T}{\partial t}$  в некоторой точке определяются индивидуальными изменениями в воздушной массе и адвекцией:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right).$$

Обычно два этих фактора действуют вместе: воздушная масса переносится в пункт прогноза из какого-либо района и, в то же время, трансформируется под влиянием термических и влажностных свойств подстилающей поверхности, окружающих воздушных масс и других влияющих воздействий.

В некоторых случаях действие адвективного либо трансформационного фактора может стать преобладающим. Например, при быстром движении воздушной массы над термически однородной подстилающей поверхностью индивидуальные изменения практически становятся незаметными. Наоборот, при длительном стационаровании воздушной массы в данном районе термические изменения будут целиком индивидуальными и сведутся к суточному ходу температуры воздуха под влиянием суточного хода температуры подстилающей поверхности.

Влияние адвекции тем больше, чем больше горизонтальный градиент температуры воздуха, чем больше скорость ветра и чем более совпадают по направлению оба эти вектора.

- Если угол между направлениями векторов близок к  $90^\circ$ , т.е. векторы практически перпендикулярны (изотермы параллельны изогипсам), то имеет место нулевая адвекция температуры воздуха:  $\left( \frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} \right)_{\text{адв.}} = 0$
- Если изотермы отклоняются влево от изогипс, то имеет место адвекция холода:  $\left( \frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} \right)_{\text{адв.}} < 0$
- Если изотермы отклоняются вправо от изогипс, то имеет место адвекция тепла:  $\left( \frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} \right)_{\text{адв.}} > 0$

- **Чем гуще изотермы и изогипсы на картах абсолютной топографии и чем ближе к 90 ° угол между ними, тем больших абсолютных значений достигают адвективные изменения температуры воздуха  $(\frac{\partial T}{\partial n})_{\text{адв.}}$ .**

Более сложен состав индивидуальной составляющей, выражающей эффекты различных факторов.

Здесь необходим учёт изменения температуры под воздействием неадиабатического и адиабатического нагревания или охлаждения воздуха. Адиабатический подъём воздуха не влияет на изменения температуры воздуха у поверхности Земли. Адиабатическое опускание имеет значение при особых орографических условиях (например, фёновый эффект).

Природа неадиабатических воздействий различна. Воздух у поверхности Земли может нагреваться или охлаждаться под влиянием молекулярного и турбулентного обмена с подстилающей поверхностью, путем поглощения прямой и рассеянной солнечной радиации, а также радиации земной поверхности, вышележащих слоев атмосферы и т.д.

Здесь большое влияние принадлежит количеству и типам облачности, альбедо подстилающей поверхности и облаков, влажности воздуха и др. Важным является учёт того, происходит теплообмен в движущемся или спокойном воздухе.

Учёт трансформационных изменений, таким образом, является очень сложным, поскольку одни факторы, его определяются достаточно просто, другие – можно учесть только приближенно, либо это на настоящем этапе весьма затруднительно, а порой и невозможно.

Локальные изменения влажности воздуха  $\frac{\partial \Gamma_D}{\partial t}$  в ненасыщенном воздухе в приземном слое атмосферы происходят за счёт горизонтального переноса водяного пара и турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью.

Турбулентный теплообмен с подстилающей поверхностью обуславливает основные трансформационные изменения влажности в приземном слое атмосферы. На высотах большую роль играют вертикальные перемещения воздуха с понижением температуры воздуха до точки росы и конденсацией водяного пара при восходящих движениях и повышением температуры и удалением воздуха от состояния насыщения – при нисходящих движениях в атмосфере.

### 18.1. Прогноз температуры воздуха у поверхности Земли

**Основными факторами, которые необходимо учитывать при прогнозе температуры воздуха у поверхности Земли являются:**

- Перенос воздуха в горизонтальном направлении (адвективные изменения),
- Изменение свойств воздушной массы при её перемещении над неоднородной подстилающей поверхностью, в различных радиационных условиях (трансформационные изменения),
- Изменение теплообмена с подстилающей поверхностью в течение суток (изменения температуры за счёт суточного хода).

В соответствии с этими факторами формула для прогноза температуры воздуха у поверхности Земли имеет вид:

$$T_{\text{пр}} = T_{\text{а}} + \delta_{\text{тр}} T + \delta_{\text{с.х.}} T .$$

Здесь:

$T_{\text{пр}}$  – прогностическое значение температуры воздуха,

$T_{\text{а}}$  – температура воздуха, откуда ожидается перемещение воздушной частицы (адвективная температура),

$\delta_{\text{тр}} T$  – трансформационные изменения температуры воздуха,

$\delta_{\text{с.х.}} T$  – изменения температуры воздуха за счёт суточного хода.

#### 18.1.1. Адвективные изменения температуры воздуха

Адвективные изменения температуры воздуха в некоторых случаях, например, при прохождении атмосферных фронтов, могут превышать 10 °С за несколько часов.

Для учёта адвекции строится траектория воздушной частицы способом обратного переноса. От точности построения траектории воздушной частицы зависит правильность определения адвективных изменений температуры воздуха.

В начале траектории значения определяются по данным 2-3 станций.

Адвективная поправка  $\delta_{\text{адв}} T$  определяется как разность температур в начале  $T_{\text{н}}$  и конце траектории  $T_{\text{к}}$  (пункте прогноза):

$$\delta_{\text{адв}} T = T_{\text{н}} - T_{\text{к}} .$$

**Траектории строятся с учётом синоптической обстановки:**

- В области низких подвижных циклонов и антициклонов и на периферии обширных малоподвижных циклонов рекомендуется построение траектории производить по картам  $AT_{700}$ .
- В области малоподвижных антициклонов при наличии мощных инверсий (до 1.5-2 км) перемещение воздушных частиц рассчитывают по  $AT_{850}$ .
- В малоградиентных полях в холодное время года рекомендуется использовать приземное барическое поле, в теплое –  $AT_{850}$ .
- При прогнозе более чем на 12 ч для учёта возможных изменений барического поля траектории воздушных частиц строят с использованием 2-х карт – прогностической и фактической.

### 18.1.2. Трансформационные изменения температуры воздуха

Расчёт трансформационных изменений температуры воздуха на 24 часа производится по одной из формул:

$$\delta_{\text{тр}} T = -0.2\delta_{\text{адв}} T + 0.4\delta N \text{ (на ночь),}$$

$$\delta_{\text{тр}} T = -0.2\delta_{\text{адв}} T - A\delta N - B\delta\alpha \text{ (на день).}$$

Здесь:

$\delta_{\text{адв}} T$  – адвективная поправка,

$\delta N = N_{(\text{пр})к} - N_n$  – разность (в баллах) между ожидаемым количеством облачности в пункте прогноза и фактическим количеством облачности в начале траектории в исходный срок, количество облаков  $N_{(\text{пр})к}$  выражается в условной шкале:

$$N_{(\text{пр})к} = N_L + 0.75N_M + 0.25N_C, \text{ или } N_{(\text{пр})к} = N_L + 0.5(N_M + N_C),$$

где  $\delta\alpha = \alpha_k - \alpha_n$  – разность между значениями альбедо в пункте, для которого составляется прогноз и в районе, откуда придет воздушная частица (*табл. 18.1*).

$A$  и  $B$  – коэффициенты, учитывающие влияние скорости ветра, увлажненности почвы, суммарной радиации и эффективного излучения на трансформационные изменения температуры воздуха (*табл. 18.2*) при скорости ветра до 6 м/с.

Если скорость ветра превышает 6 м/с, то значения коэффициентов  $A$  и  $B$  умножаются на коэффициент  $K$  (*табл. 18.3*).

Таблица 18.1

## Альbedo подстилающих поверхностей

Подстилающая поверхность	Альbedo	Подстилающая поверхность	Альbedo
Почва сухая	0.17	Снег талый	0.60
Почва влажная	0.11	Снег свежий	0.85
Песок	0.35	Снег загрязнённый	0.45
Растительный покров	0.18	Вода	0.22

Таблица 18.2

Коэффициенты А и В при скорости ветра  $\leq 6$  м/с

Коэффициент	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
А	-0.4	0.0	0.0	0.4	1.0	1.2	1.1	0.9	0.6	0.2	0.1	-0.4
В	4	7	12	16	18	20	19	17	13	9	5	3

Примечание. При скорости ветра более 6 м/с значения коэффициентов умножаются на коэффициент  $K$  (табл. 18.3).

Таблица 18.3

Коэффициент  $K$  для различных скоростей ветра

Скорость ветра, м/с	6.0	8.0	11.0	14.0	17.0
$K$	1.0	0.9	0.8	0.65	0.50

**18.1.3. Суточный ход температуры воздуха**

Суточный ход температуры воздуха обусловлен суточным вращением Земли и зависит, прежде всего, от баланса приходящей радиации на земной поверхности. Суточный максимум температуры достигается не одновременно с наступлением максимума приходящей радиации, поскольку воздух должен получить тепло от нагретой земной поверхности посредством теплопроводности, турбулентности и конвекции.

В преобладающем большинстве случаев максимум температуры воздуха наблюдается около местного полудня, минимум – при восходе Солнца или сразу после него. На суточный ход воздействуют также ветер, облачность, турбулентность, испарение, смена воздушных масс.

Нередко простой суточный ход температуры с одним максимумом и одним минимумом в течение суток может существенно нарушаться вследствие неперiodических влияний различных факторов. Поэтому в умеренных широтах суточный ход бывает очень неравномерным – иногда он становится прямо противоположным нормальному: редко, но все же случаются аномальные ситуации с наступлением максимума в утренние часы и даже перед восходом Солнца, а минимума – в местный полдень, что может быть показано на примере Владивостока (*рис. 18.1, 18.2*).

В преобладающем большинстве случаев наступление максимума температуры воздуха в суточном ходе имеет место около местного полудня (76 %) При этом, в течение года изменение повторяемости данного времени наступления максимума изменяется незначительно – от 69-72 % до 80-83 %. В 17-30 % случаев наступления максимума могут быть в другое время суток.

Наступление минимума в суточном ходе срочных температур воздуха, характерное для нормального типа, т.е. около восхода Солнца, в среднем за год отмечается в 78% случаев.

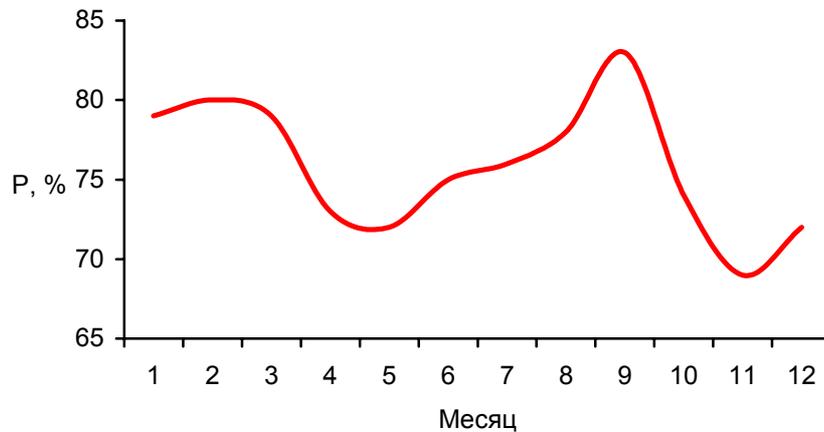
Поскольку время восхода от зимы к лету изменяется, то повторяемость минимума около 18 G увеличивается от зимы (20-27 %) к лету (более 50 %), а повторяемость минимума около 00 G, наоборот, более характерна для холодного периода (40-70 %), когда время восхода Солнца приходится на более позднее время, а летом уменьшается до 10 %.

Минимум срочных температур воздуха около 12G наблюдается с вероятностью 17 %, с наибольшей повторяемостью с мая по июль. Редко, но все же имеет место минимум срочных температур воздуха около местного полудня (5 %).

Поправка на суточный ход температуры воздуха вводится в предположении её нормального хода, но с учётом облачности, поскольку облачность сглаживает обусловленные радиацией различия в нагревании, способствуя понижению максимума и повышению утреннего минимума и сказываясь на средних суточных температурах воздуха (*табл. 18.4*).

Поправка вводится при прогнозе на период, отличный от 24 ч. Обычно применяется графический способ представления суточного хода температуры воздуха.

а)



б)

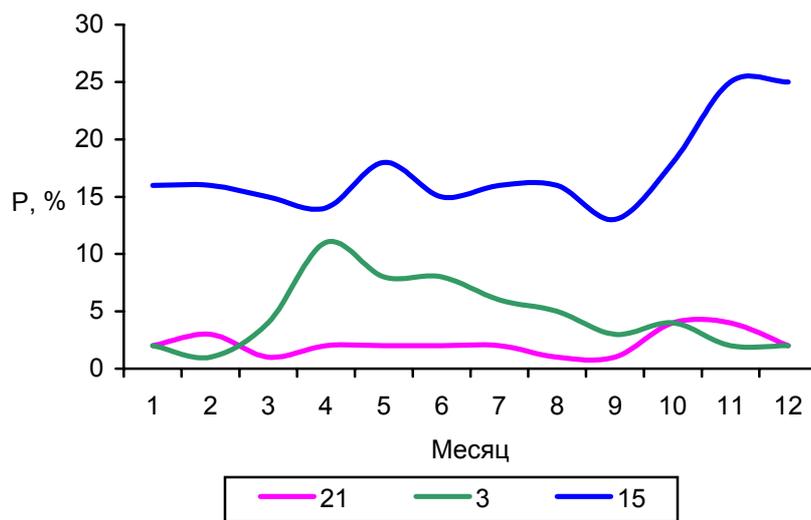


Рис. 18.1. Годовой ход повторяемости типов суточного хода срочных температур воздуха во Владивостоке по времени наступления максимума (а – основной тип с максимумом в 06 G, б – дополнительные типы)

Поскольку изменения суточного хода температуры воздуха в большой степени обусловлены также и местными физико-географическими условиями, графики строят для различных пунктов для ясного, полужасного и пасмурного неба. Как правило, для построения графиков суточного хода вычисляются отклонения от среднесуточного значения температуры, либо от её значения в другой срок (рис. 18.3).

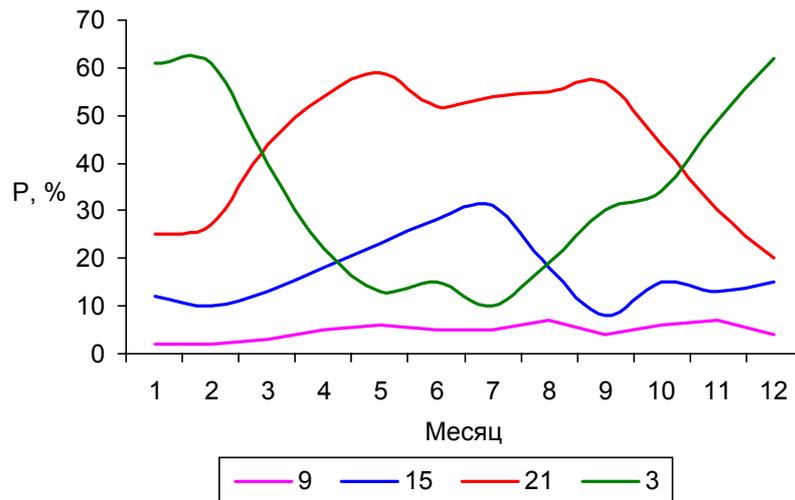


Рис. 18.2. Годовой ход повторяемости типов суточного хода срочных температур воздуха во Владивостоке по времени наступления минимума

Таблица 18.4

Средние суточные температуры воздуха при различном состоянии неба во Владивостоке

Месяцы	Температура воздуха			
	без учёта состояния неба	с учётом состояния неба (общая облачность, баллы)		
		0-3	4-8	9-10
Декабрь	-9.5	-9.8	-7.5	-7.9
Январь	-13.3	-14.1	-11.9	-10.9
Февраль	-10.5	-11.5	-10.4	-8.2
Июнь	12.9	15.3	15.4	12.4
Июль	17.7	19.1	20.4	17.2
Август	19.7	20.1	20.6	19.2

При наличии графика поправка на суточный ход температуры воздуха определяется как

$$\delta_{\text{с.х.}} T = -(\delta T)_{t_{\text{Н}}} + (\delta T_{\text{к}})_{t_{\text{К}}},$$

где:

$(\delta T)_{t_{\text{Н}}}$ ,  $(\delta T_{\text{к}})_{t_{\text{К}}}$  – отклонения температуры воздуха, снятые с графика соответственно для исходного (начального) момента времени и момента, на который составляется прогноз (конечного момента времени).

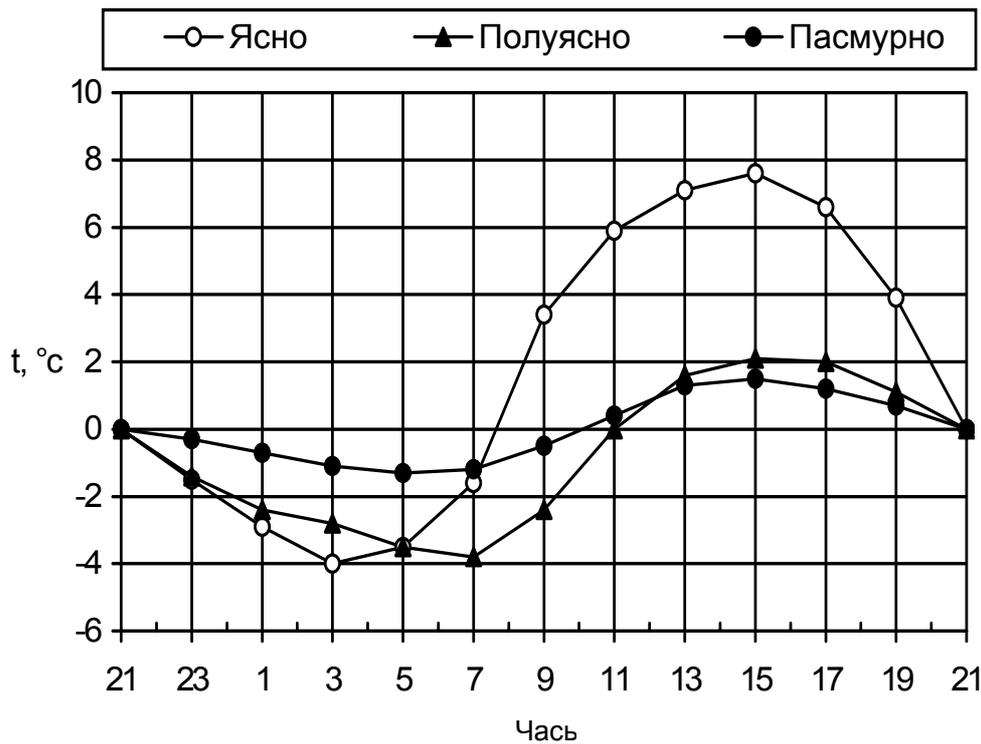


Рис. 18.3. Суточный ход температуры воздуха в апреле. Москва  
(в отклонениях от температуры воздуха в 21 ч)

## 18.2. Прогноз влажности воздуха у поверхности Земли

В соответствии с основными влияющими факторами (адвекция, трансформация и суточный ход) формула для прогноза влажности воздуха имеет вид:

$$T_{\text{Дпр}} = T_{\text{Да}} + \delta_{\text{тр}} T_{\text{Д}} + \delta_{\text{с.х.}} T_{\text{Д}}$$

Здесь:

$T_{\text{Дпр}}$  – прогностическое значение влажности воздуха (температура точки росы),

$T_{\text{Да}}$  – влажность воздуха в районе, откуда ожидается перемещение воздушной частицы (адвективная влажность),

$\delta_{\text{тр}} T_{\text{Д}}$  – трансформационные изменения влажности воздуха,

$\delta_{\text{с.х.}} T_{\text{Д}}$  – изменения влажности воздуха за счёт суточного хода.

Прогноз влажности (температуры точки росы) составляют одновременно с прогнозом температуры воздуха. Изменения за счёт суточного хода учитывают только при прогнозе на срок не равный 24 ч.

Адвективные изменения точки росы определяют, аналогично прогнозу адвективных изменений температуры воздуха.

При расчёте трансформационных изменений точки росы учитывают следующее.

Если воздух перемещается с влажной или размокшей почвы на сухую, то трансформационные изменения температуры точки росы, принимают:

$$\delta_{\text{тр}} T_D = -1.5^\circ\text{C/сутки}$$

Если перемещается насыщенный воздух, то трансформационные изменения точки росы принимаются равными трансформационным изменениям температуры воздуха:

$$\delta_{\text{тр}} T_D = \delta_{\text{тр}} T.$$

При насыщении воздушной массы значение точки росы в конечной точке принимается равным предсказанному значению температуры воздуха.