

ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Факторы, влияющие на изменения температуры воздуха

Из первого начала термодинамики следует

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - (\gamma_a - \gamma) \tilde{w} + \frac{\varepsilon}{c_p}$$

т.к. $-g\rho \tilde{w} \approx \frac{dp}{dt} = \tau$ и $\frac{\varepsilon}{c_p} = (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_\Phi)'_{\text{ТО}}$

получим уравнение притока тепла в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\gamma_a - \gamma}{g\rho} \tau + (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_\Phi)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{\gamma_a - \gamma}{g\rho} \tau + (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_\Phi)$$

Т.о. локальное изменение температуры воздуха зависит от

горизонтальной адвекции,

вертикальных движений воздуха и

притоков тепла, обусловленных

- турбулентным,
- лучистым теплообменом и
- фазовыми переходами воды.

Адвективные изменения температуры воздуха

В геострофическом приближении адвективный член можно представить в виде

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_a = -\frac{1}{l} \frac{\partial T}{\partial v} \frac{\partial H}{\partial n} \sin \alpha$$

Отсюда следует, что

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_a = 0 \text{ (нулевая адвекция), изотермы параллельны изогипсам;}$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_a > 0 \text{ (адвекция тепла), изотермы отклоняются вправо от изогипс;}$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_a < 0 \text{ (адвекция холода), изотермы отклоняются влево от изогипс.}$$

Чем гуще изогипсы (больше скорость ветра) и изотермы (больше градиент температуры) на картах АТ и чем ближе к 90° угол между ними, тем больше величина адвективных изменений температуры.

Адвективные изменения температуры практически определяют с помощью построения обратных горизонтальных траекторий воздушных частиц.

Адвективные изменения нередко превышают 10°C за несколько часов и представляют одну из основных составляющих локальных изменений температуры.

Изменения температуры вследствие вертикальных перемещений воздуха.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\tau} = \frac{\gamma_a - \gamma}{g\rho} \tau$$

При устойчивой стратификации температуры в случае восходящих движений температура воздуха понижается, а в случае нисходящих движений – повышается.

Локальные изменения температуры, обусловленные упорядоченными вертикальными движениями, близки к ее адвективным изменениям и могут достигать 5 -10°С за 12 часов.

Упорядоченные вертикальные движения существенно влияют на вертикальное распределение (стратификацию) температуры воздуха в атмосфере.

Изменения температуры воздуха, обусловленные
притоком тепла.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\varepsilon} = (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_{\Phi})$$

Турбулентный приток тепла без учета его горизонтальных составляющих

$$\varepsilon_T = \frac{c_p}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

Изменения температуры воздуха, обусловленные притоком тепла.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\varepsilon} = (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_{\Phi})$$

Упрощенная формула лучистого притока тепла, учитывающая в основном длинноволновую радиацию, имеет вид

$$\varepsilon_L = \frac{\alpha \rho_{\Pi}}{\rho} (A + B - 2E)$$

Изменения температуры воздуха, обусловленные притоком тепла.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\varepsilon} = (\varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_{\Phi})$$

Выражение для расчета притока тепла за счет фазовых переходов воды имеет вид

$$\varepsilon_{\Phi} = -L \frac{dq}{dt}$$

При изучении изменений температуры воздуха в атмосфере к уравнению притока тепла в качестве краевого условия на нижней границе атмосферы привлекается уравнение теплового баланса для поверхности Земли

$$R = P_T + Q + S$$

$$R = I(1 - \alpha) - E$$

Изменение температуры воздуха зависит от соотношения между составляющими теплового баланса.

Турбулентный поток тепла

$$P_T = -\rho c_p k \frac{\partial T}{\partial z}$$

Значения коэффициента турбулентности k возрастают с увеличением скорости ветра и уменьшением устойчивости стратификации атмосферы.

Поток тепла в почве

$$Q = -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

Теплопроводность почвы возрастает с увеличением ее влажности. Поэтому в случае влажной почвы поток тепла в почве так же, как и расход тепла на испарение, способствует уменьшению турбулентного потока тепла.

На высотах лучистый поток тепла непосредственно почти не вызывает изменений температуры воздуха; заметное его влияние проявляется лишь на верхней границе облаков.

Фазовые преобразования воды в атмосфере приводят к большим изменениям температуры. В результате действия этого фактора температура воздуха через 12 ч оказывается на 3 – 5°С выше по сравнению с той температурой, которая получается при учете лишь сухоадиабатического подъема воздуха.

Индивидуальное повышение температуры воздушных частиц, вызываемое выделением скрытой теплоты при мощных конвективных движениях в кучево-дождевых облаках, на отдельных уровнях может достигать 4 – 7°С.

Наибольшее влияние на изменение температуры воздуха в приземном слое атмосферы оказывает турбулентный приток тепла ϵ_T , зависящий от радиационного баланса подстилающей поверхности.

Изменение температуры воздуха на уровне метеорологической будки в средних широтах под влиянием радиационного баланса подстилающей поверхности и турбулентного обмена может достигать 10 - 15°C за 12 ч и обуславливает суточный ход температуры.

Трансформационные изменения температуры воздуха у поверхности Земли

Индивидуальные изменения температуры воздуха на некотором уровне атмосферы вследствие лучистого, турбулентного теплообмена и фазовых преобразований воды – трансформационные изменения.

Наиболее интенсивные трансформационные изменения температуры воздуха происходят в приземном слое атмосферы

$$\left(\delta T_{Tp}\right)_t = a\left(\delta R\right)_t + b\left(\Delta T\right)_t$$

a и b – коэффициенты, зависящие от скорости ветра и характера подстилающей поверхности.

При однородном характере подстилающей поверхности можно не учитывать пространственную изменчивость радиационного баланса R . В этом случае индивидуальное изменение R приближенно равно локальному изменению

$$(\delta T_{Tp})_t = a(\delta R')_t + b(\Delta T)_t$$

Расчет локальных изменений радиационного баланса с учетом всех факторов представляет сложную задачу. Ее решение существенно упрощается, если при расчете локальных изменений радиационного баланса воспользоваться кривыми суточного хода температуры воздуха, построенными для различного количества облаков.

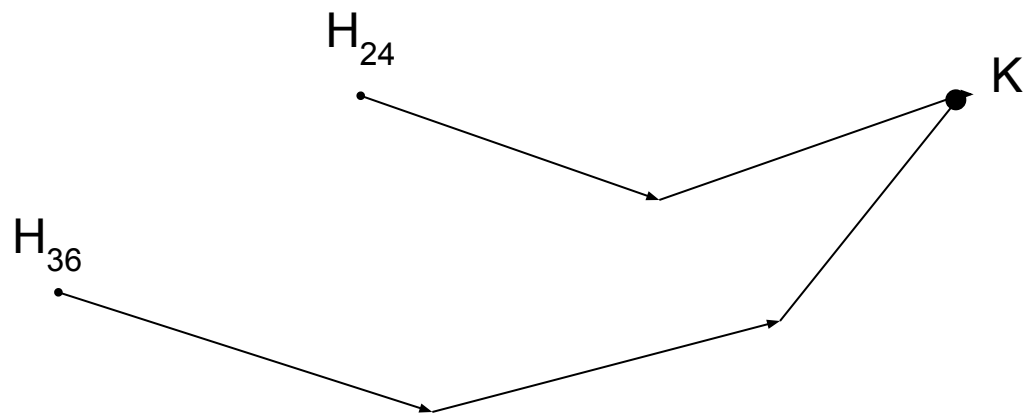
Прогностическое значение температуры воздуха может быть вычислено по формуле

$$T_{np} = T_0 + \delta T_a + \delta T_{mp} + \delta T_{c.x}$$

В области низких подвижных циклонов и антициклонов и на периферии обширных малоподвижных циклонов траектории для определения адвективных изменений рекомендуется строить по картам AT_{700} с коэффициентом 0,8 к скорости переноса.

В области малоподвижных антициклонов при наличии мощных инверсий в пограничном слое траектории строят по изогипсам AT_{850} со скоростью переноса на этом уровне.

В малоградиентных барических полях в холодную половину года траектории рекомендуется строить по полю ветра в приземном слое, а в теплую – по полю ветра на уровне 1 – 1,5 км.



$$\delta T_a = T_H - T_K$$

$$\delta T_0 = T_K - T_H$$

Расчет трансформационных изменений температуры воздуха производят по формулам

для ночного участка траектории

$$\delta T_{mp} = 0,2\delta T_0 + 0,4\delta N$$

для дневного участка траектории

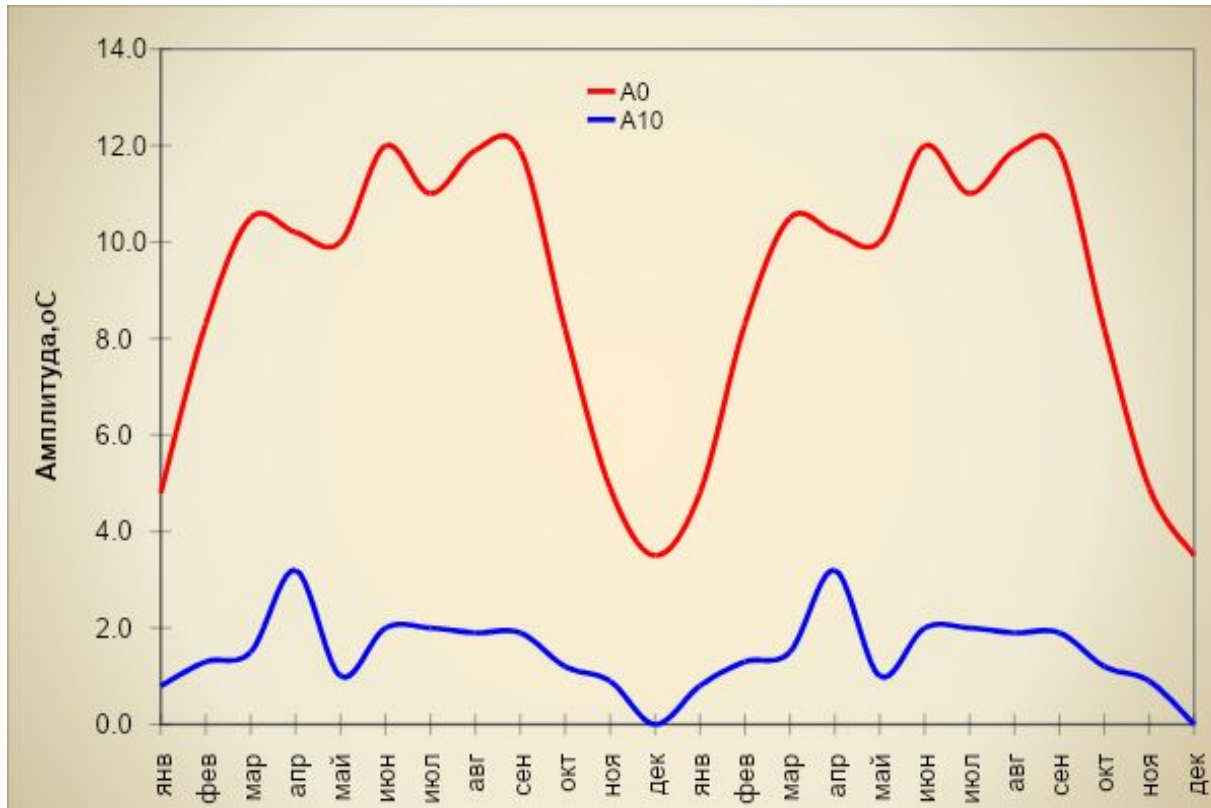
$$\delta T_{mp} = 0,2\delta T_0 - a\delta N - b\delta A$$

Приведенное количество облачности определяется следующим образом

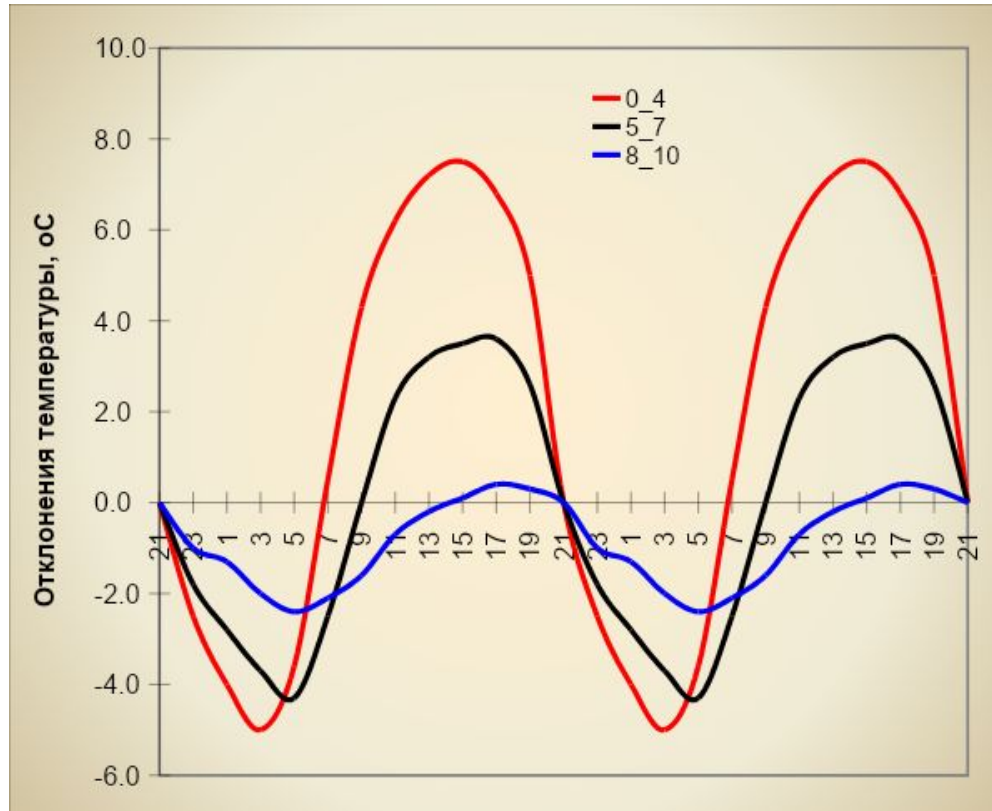
$$N = N_H + 0,75N_C + 0,25N_B \approx N_H + 0,5(N_C + N_B)$$

$$N = N_H + 0,5(N_O - N_H)$$

Годовой ход амплитуды приземной температуры воздуха



Отклонения приземной температуры воздуха от ее значений в 21 ч.



$$\delta T_{c.x.} = T_{\text{экстр.}} - T_{\text{исх.}}$$

Прогностическое значение приземной температуры воздуха вычисляется по формуле

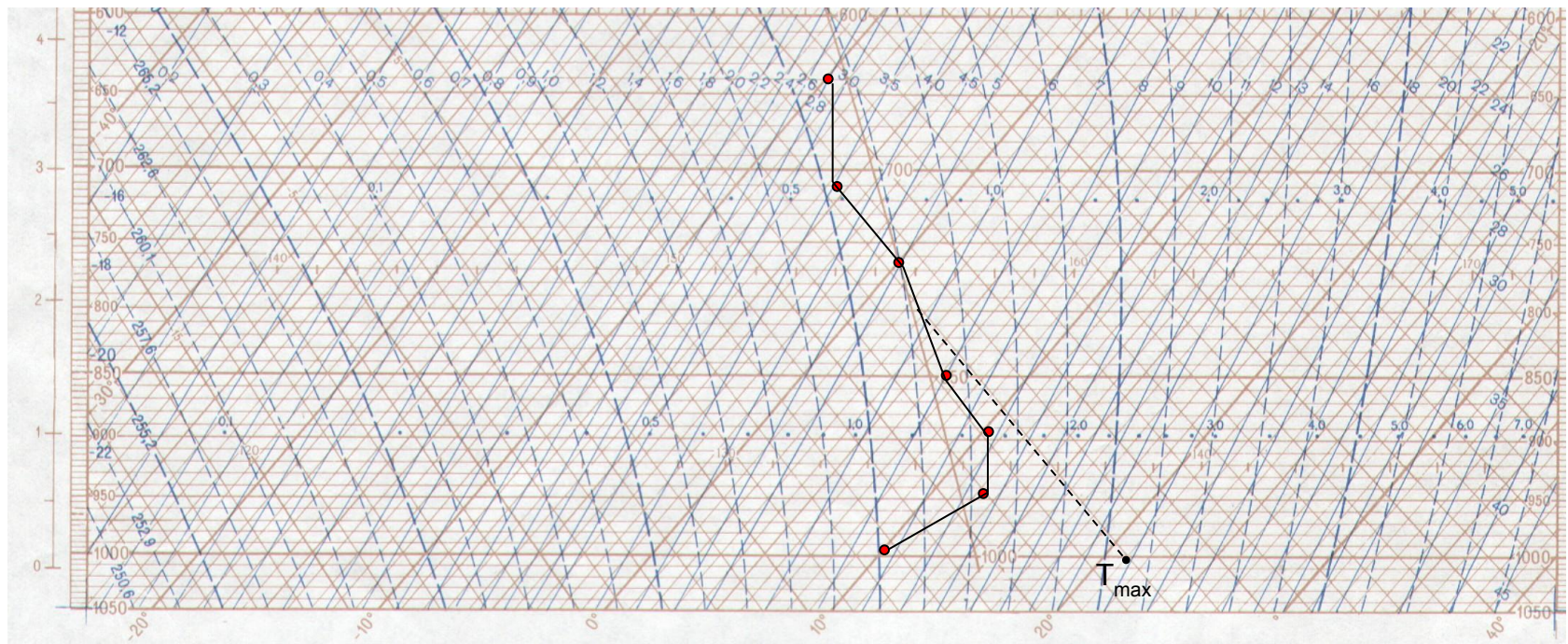
$$T_{np} = T_0 + \delta T_a + \delta T_{mp} + \delta T_{c.x}$$

Дополнительные приемы прогноза максимальной и минимальной температуры воздуха

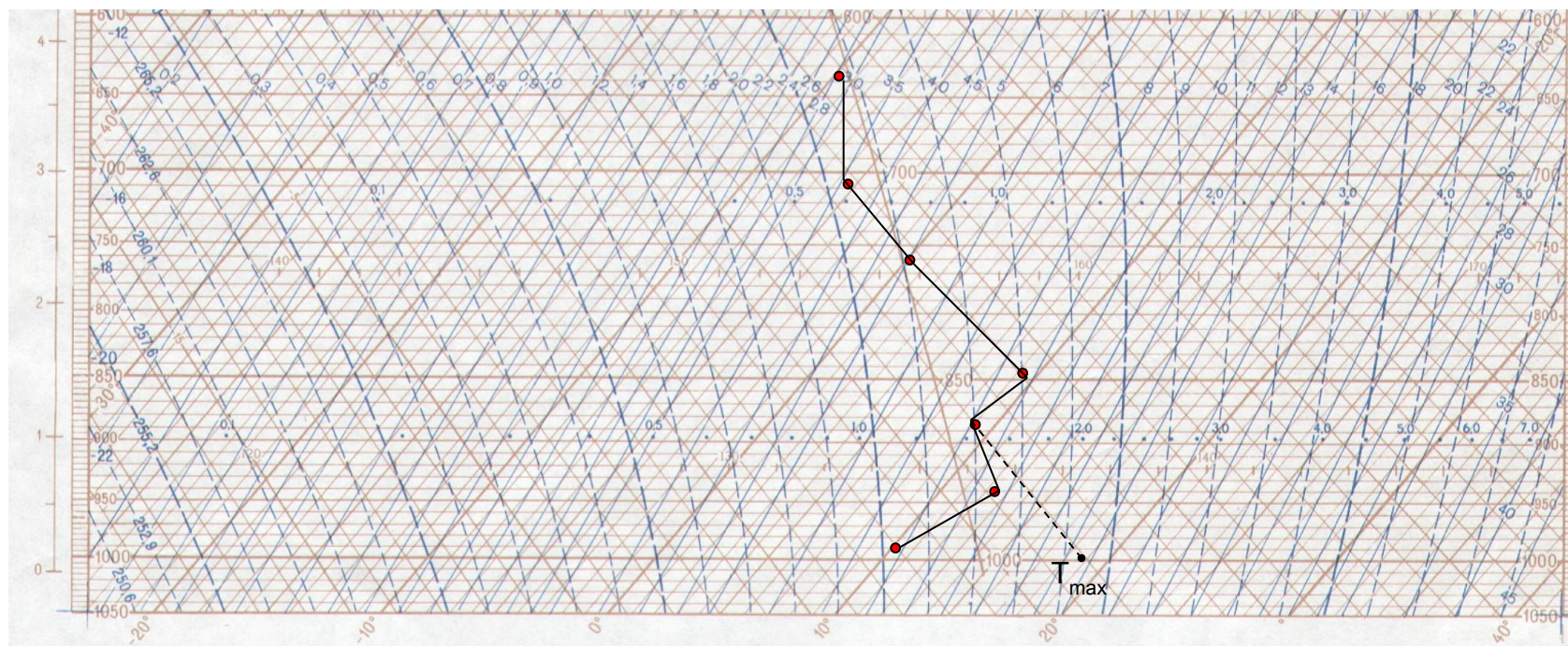
Прогноз максимальной температуры методом Бельского Н.И.

Месяц	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь
Н (км)	0,7 - 1,0	1,0 - 1,5	1,5 - 2,0	2,0 - 2,5	2,5 - 2,0	2,0 - 1,5	1,5 - 1,0	1,0 - 0,7	0,7

Месяц	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь
Н (км)	0,7 - 1,0	1,0 - 1,5	1,5 - 2,0	2,0 - 2,5	2,5 - 2,0	2,0 - 1,5	1,5 - 1,0	1,0 - 0,7	0,7

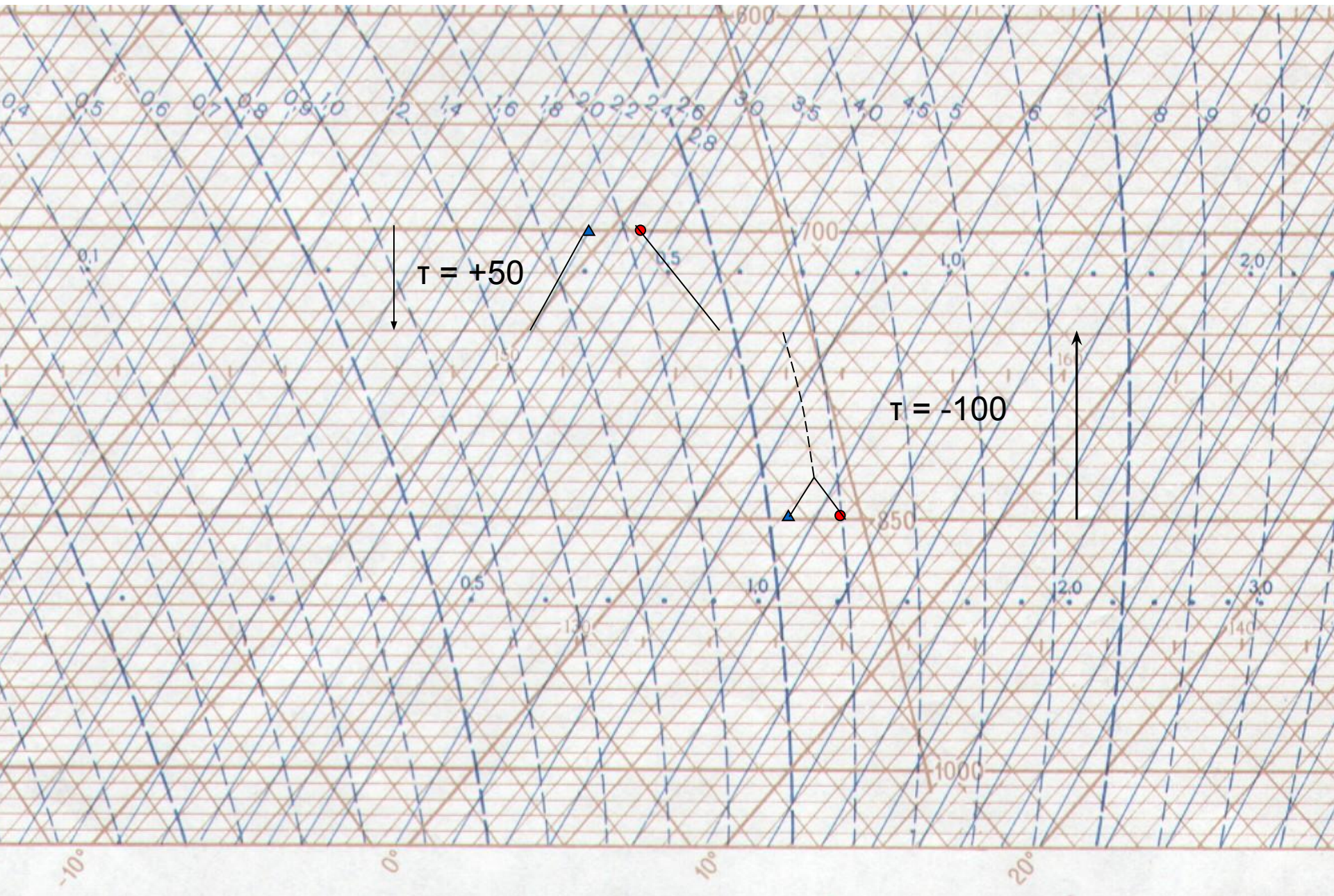


Месяц	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь
H (км)	0,7 - 1,0	1,0 - 1,5	1,5 - 2,0	2,0 - 2,5	2,5 - 2,0	2,0 - 1,5	1,5 - 1,0	1,0 - 0,7	0,7



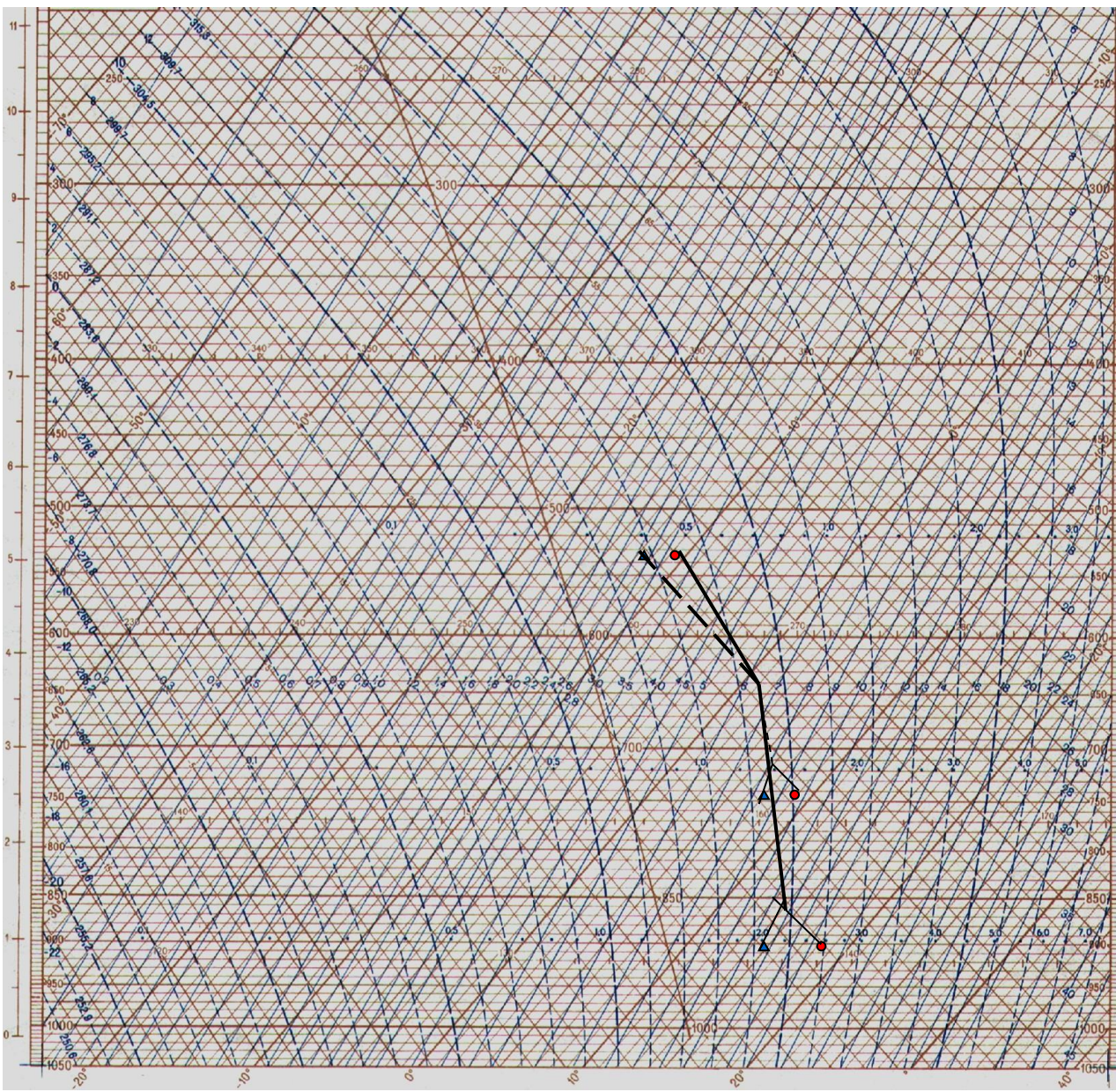
Прогноз минимальной температуры методами М.Е. Берлянда и А.С. Зверева

Прогноз температуры и влажности в свободной атмосфере



$\tau = +50$

$\tau = -100$



Прогноз приземной влажности воздуха

Для ненасыщенного водяным паром воздуха уравнение переноса для T_d с учетом главных факторов имеет вид

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y} \right) + \frac{\gamma_{aT_d} - \gamma_{T_d}}{g\rho} \tau + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}$$

Для приземного слоя воздуха, где вертикальные движения малы

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}$$

Таким образом, локальные изменения точки росы в ненасыщенном воздухе в приземном слое зависят от горизонтального переноса водяного пара и турбулентного влагообмена с подстилающей поверхностью.

Трансформационные изменения влажности воздуха

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}$$

Трансформационные изменения приземной влажности воздуха зависят главным образом от степени увлажнения подстилающей поверхности вдоль траектории переноса воздуха и интенсивности вертикального турбулентного влагообмена.

Наиболее сложной задачей является определение влияния вертикального турбулентного влагообмена на локальные изменения точки росы.

В случае перемещения воздуха над однородно увлажненной поверхностью и при ожидаемом повышении температуры воздуха

$$\Delta q = 0,7 q_0 \Delta T$$

При перемещении с сухой почвы на размокшую или сырую

- если $D_a \geq 4^\circ\text{C}$, то $\Delta T_d \approx 2^\circ\text{C}$;
- если $4^\circ\text{C} < D_a \leq 8^\circ\text{C}$, то $\Delta T_d \approx 4^\circ\text{C}$;
- если $8^\circ\text{C} < D_a \leq 12^\circ\text{C}$, то $\Delta T_d \approx 5^\circ\text{C}$;
- если $12^\circ\text{C} < D_a \leq 20^\circ\text{C}$, то $\Delta T_d \approx 8^\circ\text{C}$.

При перемещении с сухой почвы на влажную значения ΔT_d нужно уменьшить на 2°C

При перемещении с влажной или размокшей почвы на сухую $\Delta T_d \approx 1,5^\circ\text{C}$.

При перемещении воздуха над сухой почвой $\Delta T_d = 0^\circ\text{C}$.

В воздухе насыщенном водяным паром, трансформационные изменения точки росы равны трансформационным изменениям температуры воздуха.

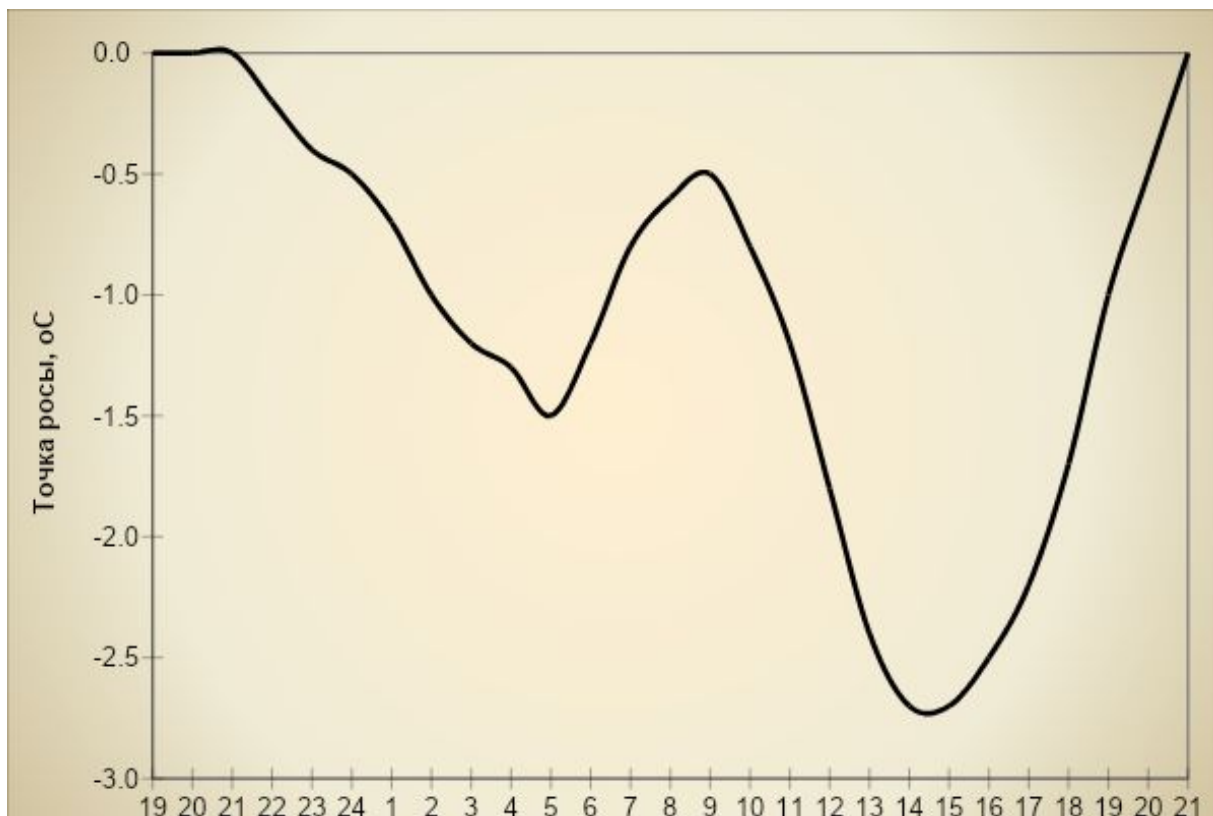
В холодную часть года трансформационное изменение точки росы принимается равным трансформационному изменению температуры и при дефицитах отличных от нуля.

Учет суточного хода влажности воздуха

Первый тип суточного точки росы

Наблюдается над сухой поверхностью при малооблачной погоде (0 – 4 балла)

Имеет два максимума (утром и вечером) и два минимума (ночью и днем).



Учет суточного хода влажности воздуха

Второй тип суточного хода точки росы

Наблюдается над влажной поверхностью при облачной погоде (5 – 7 баллов) часто с ливневыми осадками.

Имеет один максимум (днем) и один минимум (ночью).

