

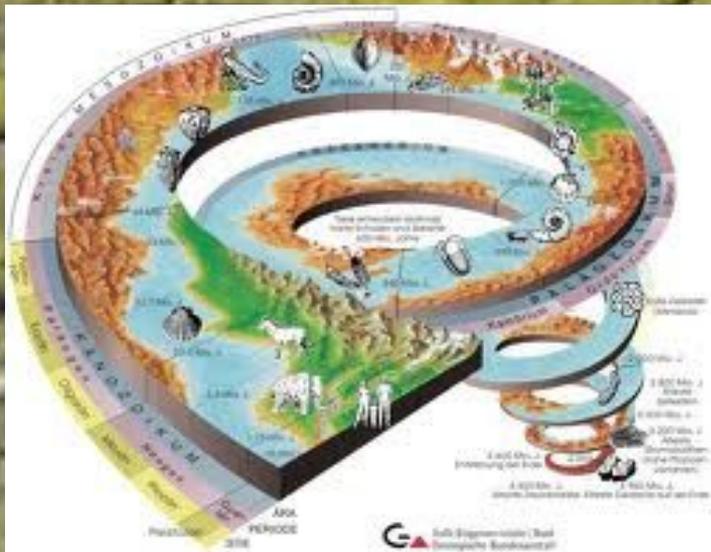
A photograph of a large, layered rock formation in a desert landscape. The rock is light-colored with distinct horizontal strata. The sky is a gradient of orange and red, suggesting a sunset or sunrise. The foreground is a sandy, undulating desert floor with some smaller rock fragments.

# Общая геокриология

# Геокриология среди других наук



**Геокриология как наука геологического цикла** связана со всеми разделами геологии — исторической, динамической и четвертичной геологией, тектоникой, гидрогеологией, грунтоведением, геохимией и др. В то же время развитие ММП определяется изменениями теплового состояния поверхности Земли, зависящими, в свою очередь, от сложного комплекса природных условий. Поэтому геокриология тесно связана с науками географического цикла — климатологией, метеорологией, геоморфологией, гидрологией, геоботаникой, палеогеографией и др.



**Практическая направленность геокриологии** связана с запросами практики в промышленном, гражданском и линейном наземном и подземном строительстве, с поисками, разведкой и разработкой полезных ископаемых, в сельском хозяйстве. Поэтому геокриология тесно связана с инженерной геологией, агробиологией, геоэкологией и др. Геокриология в развитии теории и практики базируется на достижениях таких наук, как физика, химия, математика, механика, астрономия и др.



**Геокриология** исследует практически все аспекты формирования, развития и существования горных пород, но в новом качестве — мерзлом их состоянии. Поэтому естественно, что сформировавшаяся структура этой науки в значительной степени повторяет структуру геологии. Однако криолитозона существует не только на Земле, но и на других планетах Солнечной системы. Поэтому к настоящему времени устойчиво формируется более общая наука — криология планет, частью которой и является геокриология.

Криология планет изучает криогенные особенности планет и их спутников по аналогии с Землей. При этом успешно используются знания о мерзлых породах Земли и происходящих в них и на поверхности криогенных процессах.





**В геокриологии в виде самостоятельных дисциплин**

выступают такие научные направления, как

- 1) физика, химия и механика мерзлых пород,
- 2) динамическая геокриология,
- 3) литогенетическая геокриология,
- 4) региональная и историческая геокриология,
- 5) инженерная геокриология,
- 6) геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны.

**Физика, химия и механика мерзлых пород** занимается исследованием природы и закономерностей протекания физико-химических, механических и теплофизических процессов в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах. Мерзлая порода представляет собой сложную, чрезвычайно динамичную физико-химическую систему, включающую в себя все три фазы влаги (незамерзшую воду, лед и пар), которые находятся в равновесном состоянии и способны к взаимным переходам. В ходе промерзания, существования при отрицательной температуре и протаивания этой системы развиваются термодинамические, тепломассообменные, химические, физико-химические, механические процессы.



**Динамическая геокриология** изучает тепловое состояние поверхности Земли и верхних слоев литосферы и факторы, влияющие на его изменение. Прямой задачей динамической геокриологии является рассмотрение процессов промерзания-протаивания, охлаждения -нагревания, приводящих к формированию сезонномерзлых, сезонноталых и многолетнемерзлых горных пород. Такой анализ выполняется с помощью аналитических решений и применения вычислительной техники, позволяющих моделировать вероятные ситуации развития процессов промерзания — оттаивания в верхних горизонтах литосферы.

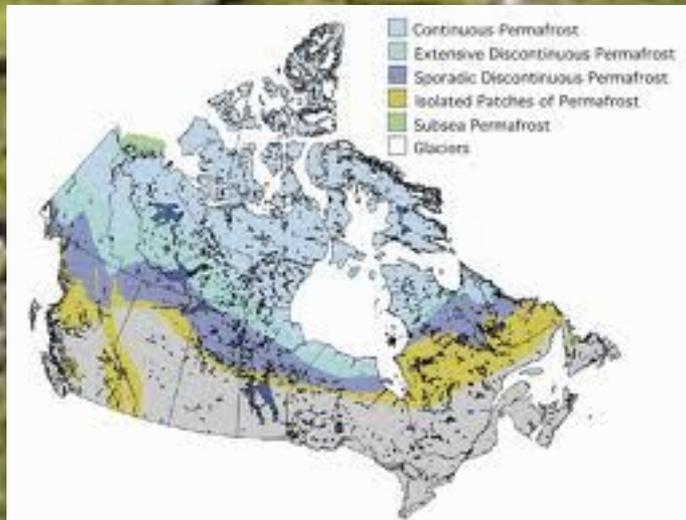


**Литогенетическая геокриология** (криолитология) исследует особенности и закономерности формирования дисперсности, химико-минерального состава, строения и свойств мерзлых дисперсных пород и льдов на основе химических, физико-химических и физико-механических процессов, развивающихся в осадочных породах криолитозоны. Основная цель - установление механизма и условий образования и промерзания осадков в криолитозоне.

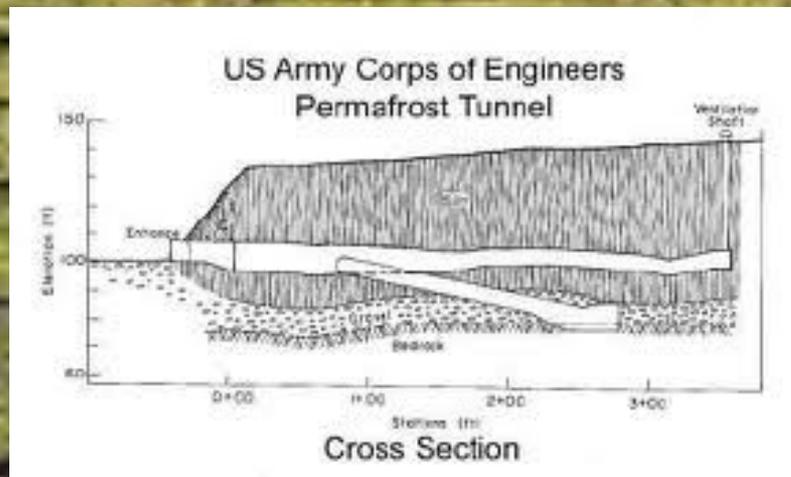


**Региональная и историческая геокриология** исследует широтно-зональные, высотно-поясные, региональные и исторические закономерности формирования и развития геокриологических условий.

Под **геокриологическими (мерзлотными) условиями** мы понимаем комплекс параметров, характеризующих криолитозону. Это – распространение мерзлых пород по площади, условия их залегания в разрезе, состав, криогенное строение и мощность криолитозоны, среднегодовая температура пород, криогенные процессы и явления и другие характеристики.



**Инженерная геокриология** представляет собой раздел практической геокриологии и занята инженерно-геологическим обеспечением проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне для обоснования и выбора наиболее надежных и экономичных способов хозяйственного освоения территорий.



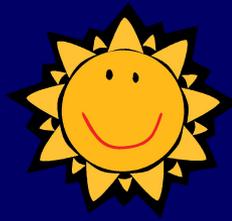
## Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны

направлены на решение таких задач, которые имеют, с одной стороны, социальное и практическое значение для изучения условий жизни людей и в целом живой природы в криолитозоне, а с другой — естественно-историческое значение, объясняющее объективные законы развития Земли, устойчивость изменения отдельных компонентов природной среды в криолитозоне к влиянию естественных и антропогенных факторов.



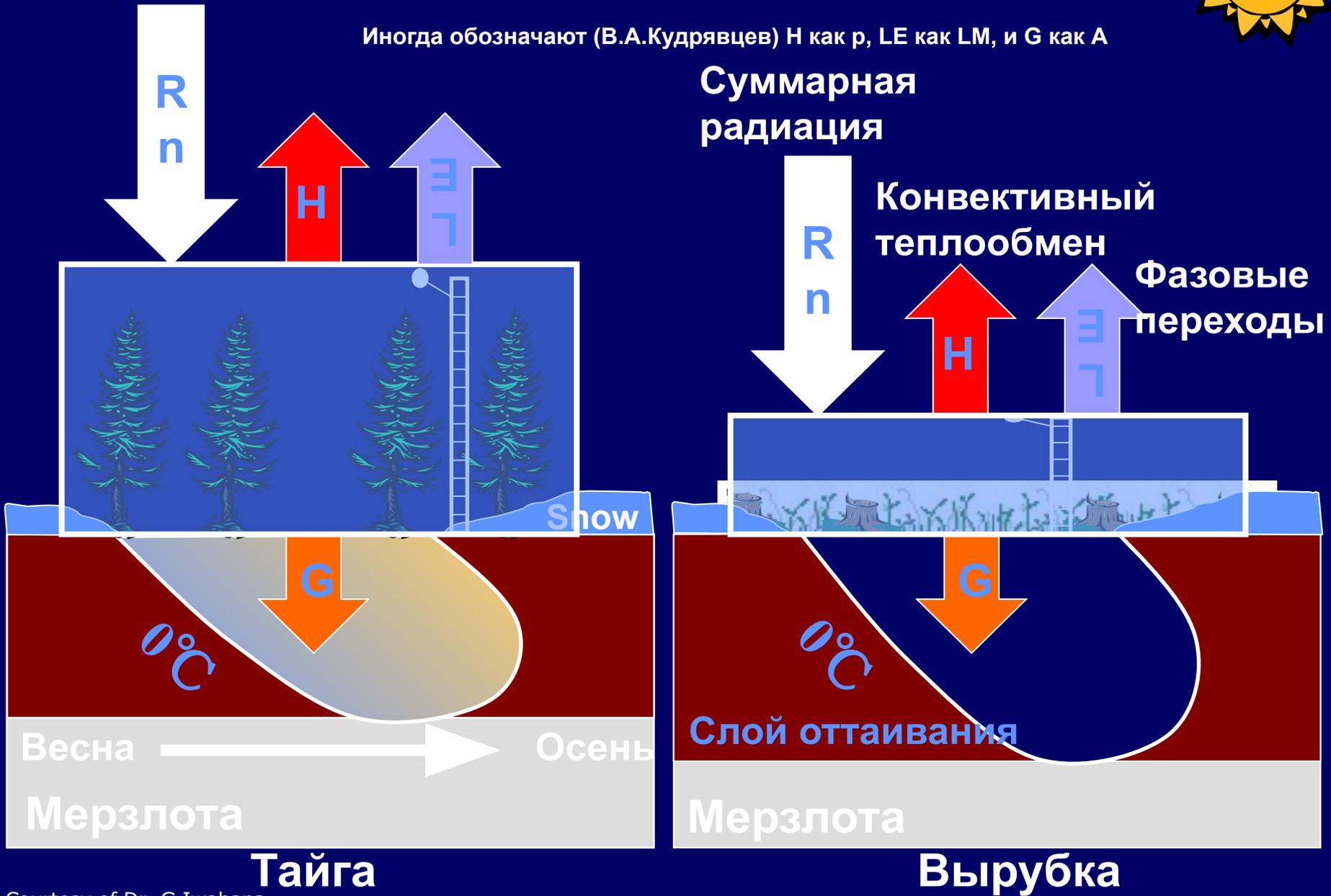


**Тепловой (температурный)  
режим горных пород**



$$R_n = H + LE + G$$

Иногда обозначают (В.А.Кудрявцев)  $H$  как  $r$ ,  $LE$  как  $LM$ , и  $G$  как  $A$



## Необходимо определение температур поверхности горных пород

Существует несколько способов нахождения функциональной связи  $t_{\text{дп}}$  с отдельными составляющими радиационно-теплого баланса.

- 1) Определением разности среднегодовой температуры дневной поверхности и воздуха -  $\Delta t_{\text{R}}$  - посредством использования величины турбулентной составляющей  $p$  радиационно-теплого баланса. При известном коэффициенте теплоотдачи  $k$  с поверхности искомая связь может быть выражена уравнением:

$$H = k\Delta t_{\text{R}} = R - LE - G,$$

$$\text{откуда } \Delta t_{\text{R}} = (R - LE - G) / k$$

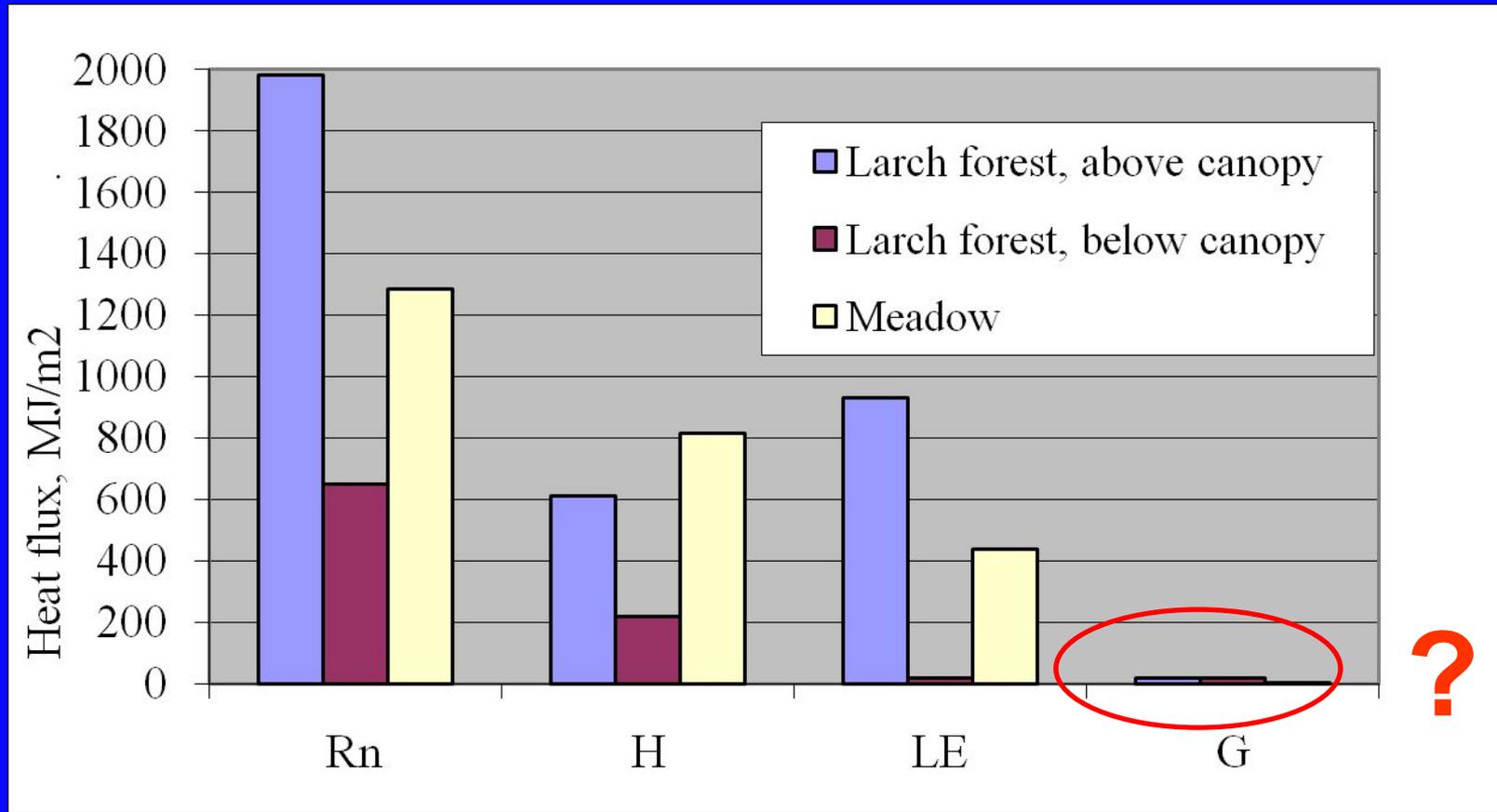
Второй способ нахождения зависимости температуры поверхности от составляющих радиационно-теплого баланса основан на решении балансового уравнения относительно энергии излучения  $I_{эф}$ :

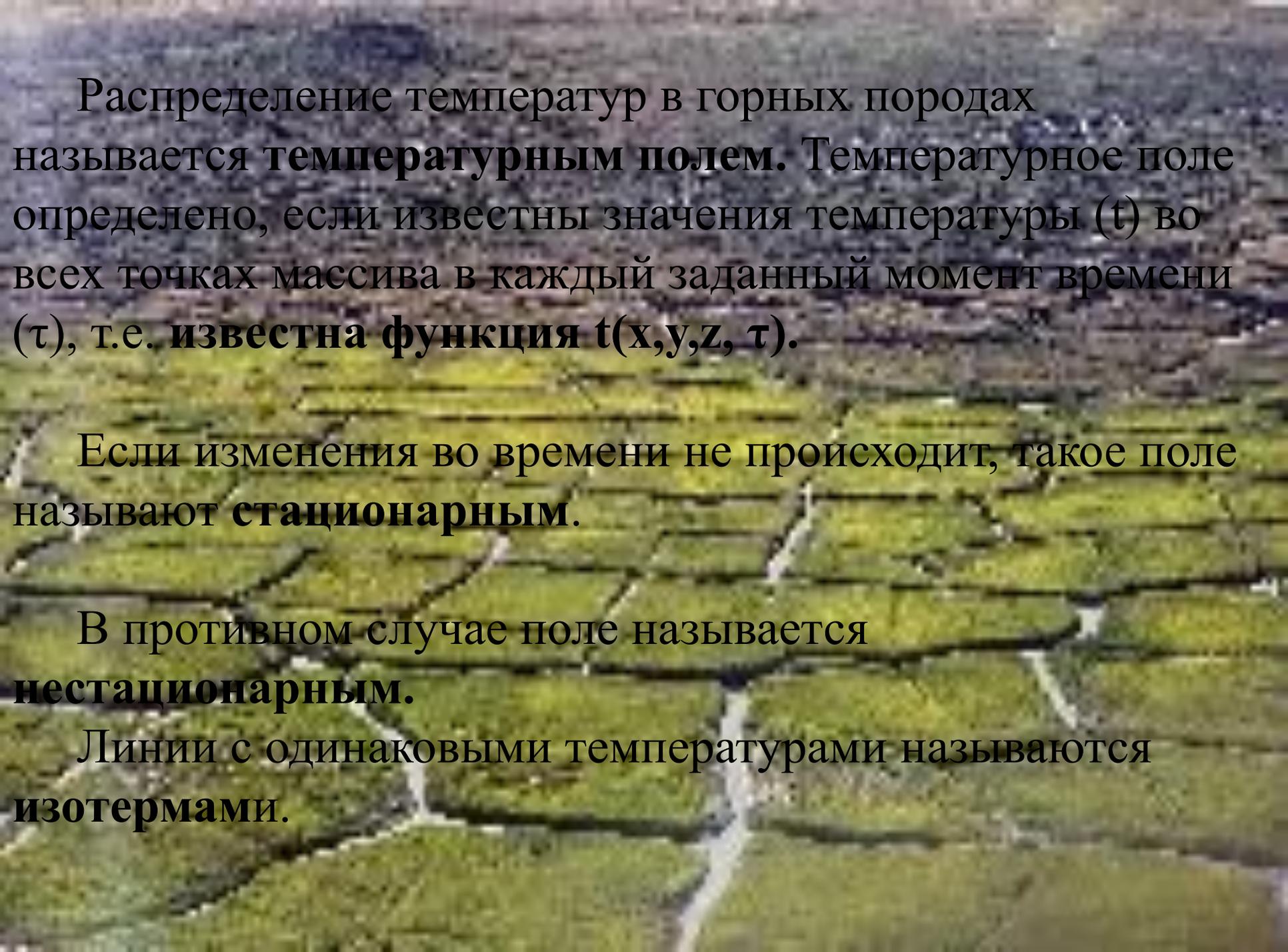
$$I_{эф} = R(1 - \alpha) - LE - H - G$$
$$= \sigma s T^4 (0,4 - 0,06 \sqrt{e}) (1 - cn^2)$$

где  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана ( $5.67 \times 10^{-8}$  Вт/м<sup>2</sup>К<sup>4</sup>);  $s$  — излучательная способность поверхности по сравнению с абсолютно черным телом (0,85—1,0);  $T$  — абсолютная температура излучающей поверхности;  $e$  — абсолютная влажность воздуха;  $n$  — облачность в долях единицы;  $c$  — коэффициент изменения облачности по широте.

# Можем ли мы подсчитать тепловой поток в горные породы из уравнения теплового баланса?

$$G = R_n - H - LE$$





Распределение температур в горных породах называется температурным полем. Температурное поле определено, если известны значения температуры ( $t$ ) во всех точках массива в каждый заданный момент времени ( $\tau$ ), т.е. известна функция  $t(x,y,z, \tau)$ .

Если изменения во времени не происходит, такое поле называют **стационарным**.

В противном случае поле называется **нестационарным**.

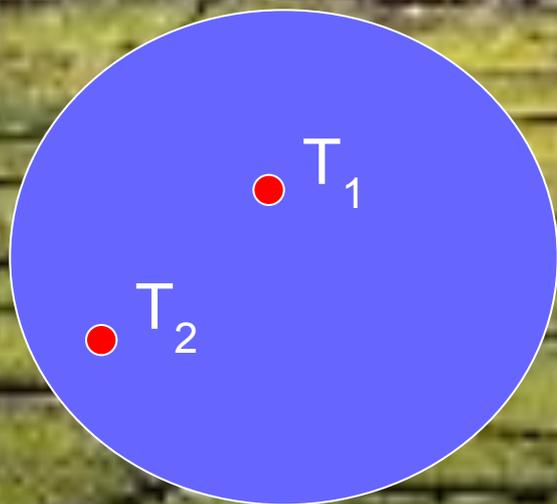
Линии с одинаковыми температурами называются **изотермами**.

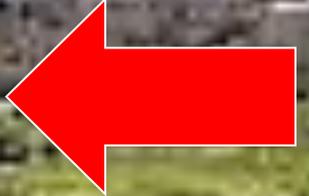
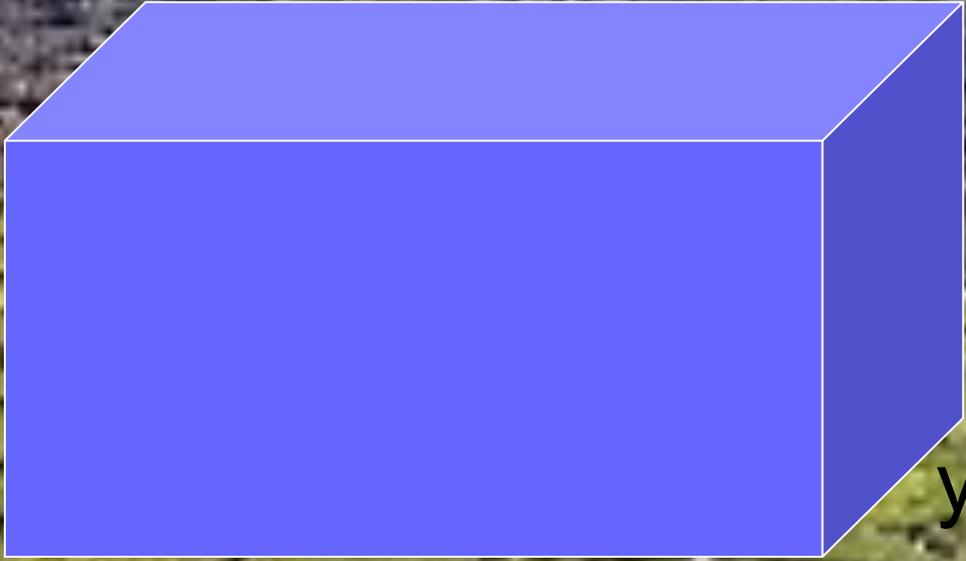


Процессы теплопроводности (диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-го порядка параболического типа – **уравнение Фурье**.

Чтобы его определить, рассмотрим физические закономерности при распространении тепла.

Попробуем вывести уравнение передачи  
тепла...





x

z

y

x

# Теплопроводность

**Плотность теплового потока  $q(z, \tau)$ , т.е. количество тепла, проходящее в единицу времени через единицу площади (дж/м<sup>2</sup>\*с, или вт/м<sup>2</sup>), зависит от коэффициента теплопроводности  $\lambda$  (вт/м\*град) и градиента температуры  $dt/dz$  (град/м):**

$$q(z, \tau) = -\lambda(z) \frac{\partial t}{\partial z}$$

# Теплоемкость

Количество тепла, необходимое для нагрева единицы объема тела (горной породы) на  $\Delta t$  (дж/м<sup>3</sup>), зависит от коэффициента теплоемкости  $C$  (дж/кг\*град) и плотности  $\rho$  (кг/м<sup>3</sup>):

$$q = C\rho\Delta t$$

# Уравнение Фурье для одномерной задачи теплопроводности

Разность плотности теплового потока на границах элементарного объема в единицу времени приводит к нагреву (или охлаждению), заменяя  $a^2 = \lambda / C\rho$  – коэффициент температуропроводности:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) = C\rho \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}$$

Уравнение Фурье для трехмерной задачи теплопроводности ( $\Delta$  – оператор Лапласа)

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \Delta t$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Для решения уравнения теплопроводности необходимы **краевые (начальные и граничные) условия**

Начальное условие задается функцией  $t(x, \tau)$  в **начальный момент  $\tau_0$**

Рассматриваются три вида граничных условий:

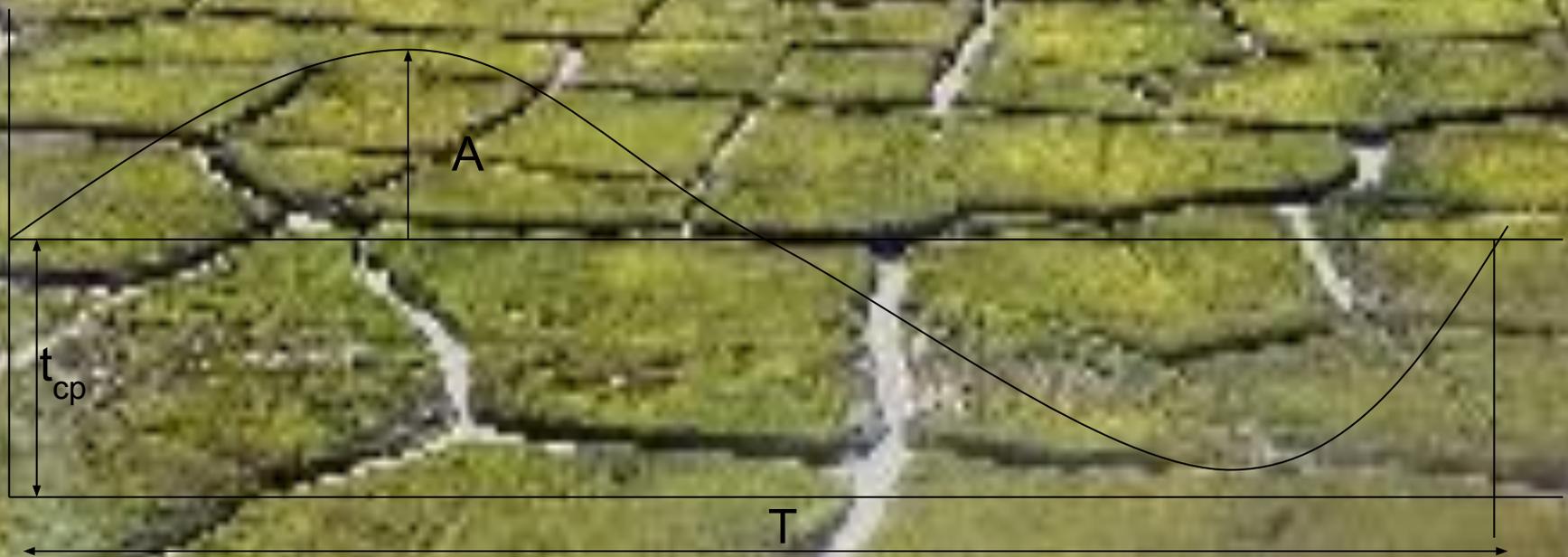
**1 рода** – задана температура на границах  $t(0, \tau) = \varphi(\tau)$

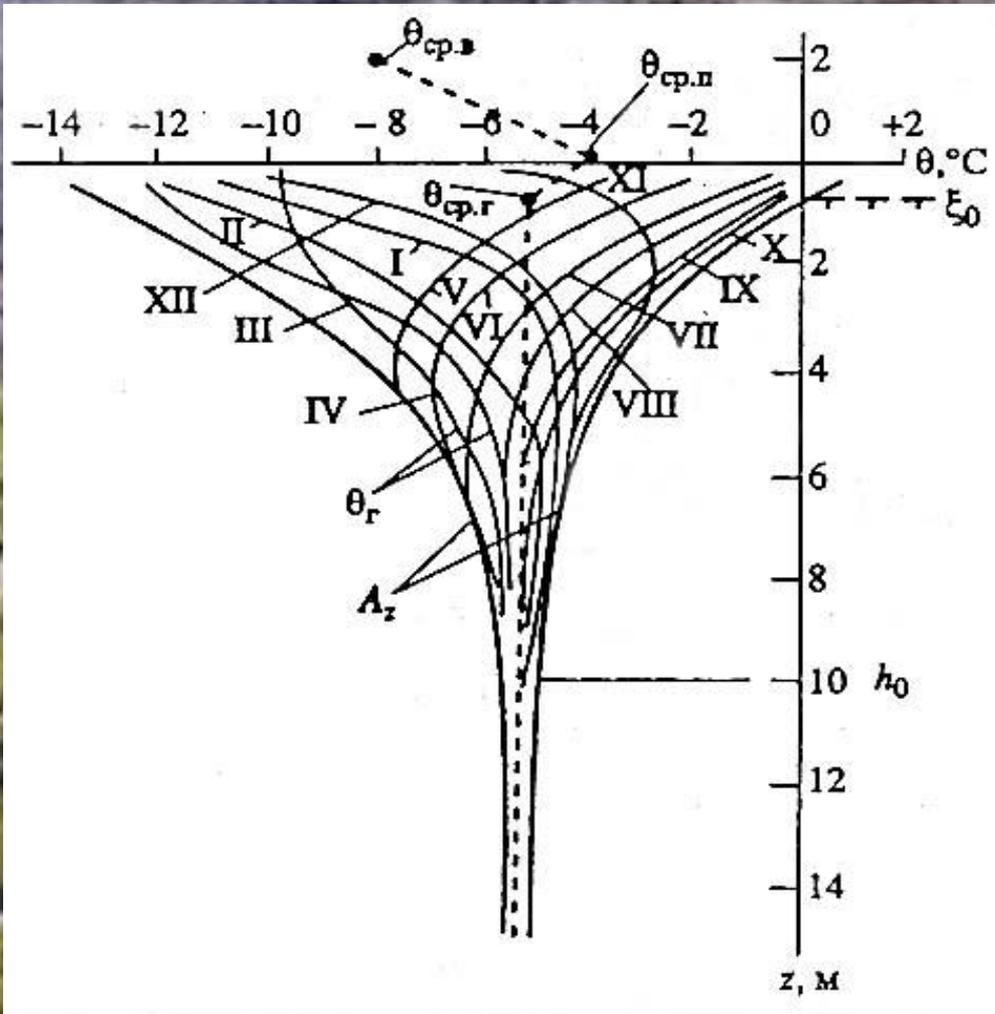
**2 рода** – задана производная  $dt/dx$  (поток тепла)

**3 рода** – задана комбинация функции и производной  $dt/dx + \alpha t = \varphi(\tau)$  (условия теплообмена по закону Ньютона на поверхности тела с окружающей средой)

# Температурные волны

Колебания температуры на поверхности носят периодический характер – суточные, сезонные, многолетние и другие





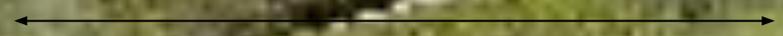
**Физическая амплитуда** – разность максимальной (минимальной) и средней температуры.

**Метеорологическая амплитуда** – разность максимальной и минимальной температур.

Физическая амплитуда = Метеорологическая амплитуда / 2



**Физическая амплитуда**



**Метеорологическая амплитуда**

Для однородного полуограниченного стержня при условии, что на поверхности задана средняя температура  $t_0$ , частота  $\omega=2\pi/T$ , их период  $T$ , амплитуда колебаний  $A$

$$t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega \tau$$

Решение уравнения Фурье для температурных волн имеет вид

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right)$$

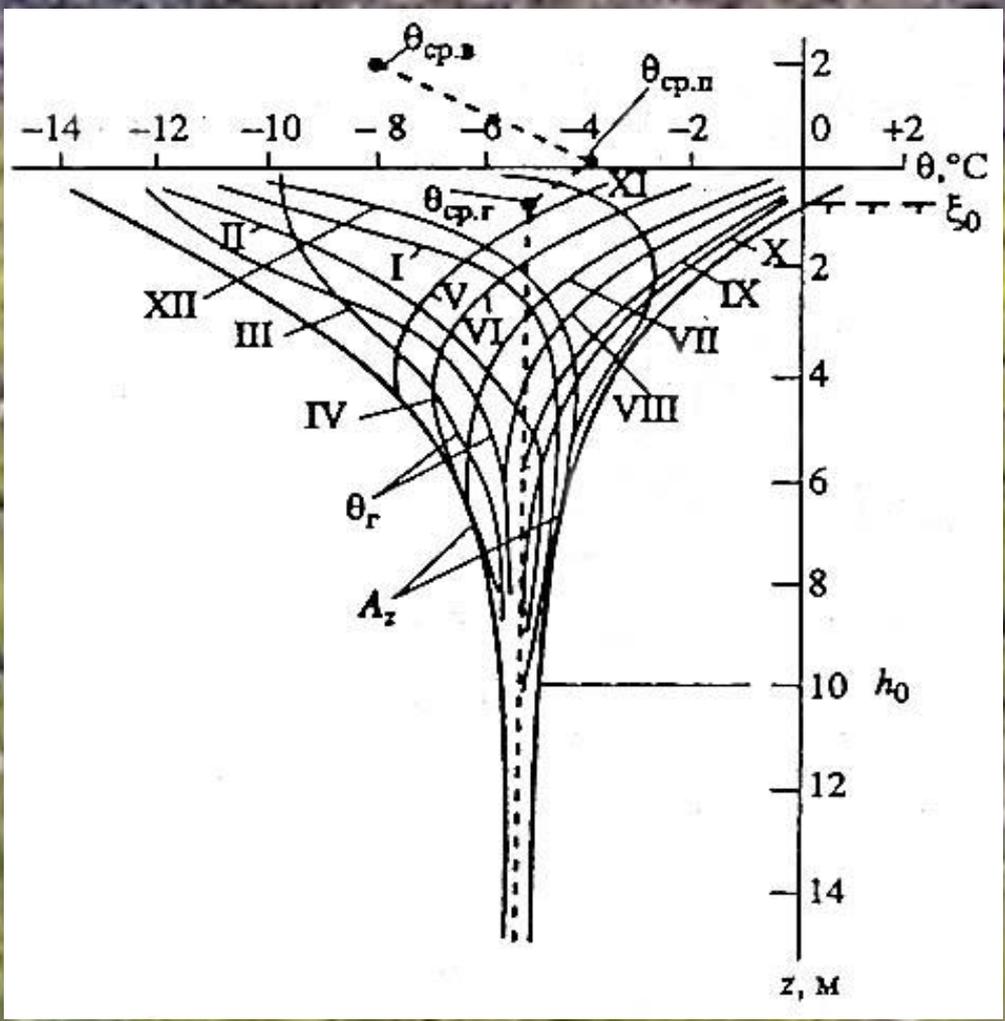
Для установившихся периодических колебаний с периодом  $T$  Фурье вывел следующие зависимости:

**Первый закон Фурье** – экспоненциальное убывание амплитуды с глубиной:

$$A(z) = A e^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z}$$

$$t(z, \tau) = t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos(\omega \tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z)$$

За слой нулевых годовых колебаний температур принимают слой, на подошве которого годовые изменения температур находятся в пределах точности измерения (обычно **0.1 градуса С**). Его называют также **слоем сезонных колебаний температуры (15-25 м)**. Суточные колебания – около метра.



**Второй закон Фурье** – колебания происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине:

$$\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{cT}{\pi\lambda}} z$$

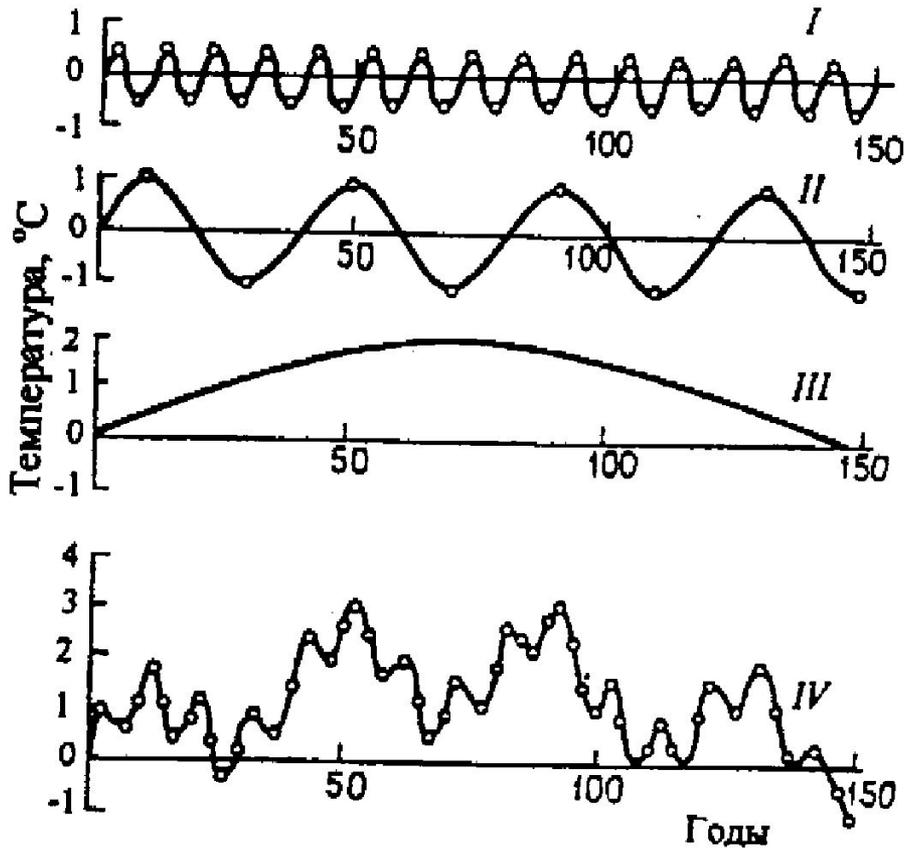
$$t(z, \tau) = t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z)$$

**Третий закон Фурье** – глубина проникновения температур зависит от периода колебаний на поверхности:

$$\frac{z_2}{z_1} = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}}$$

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z)$$

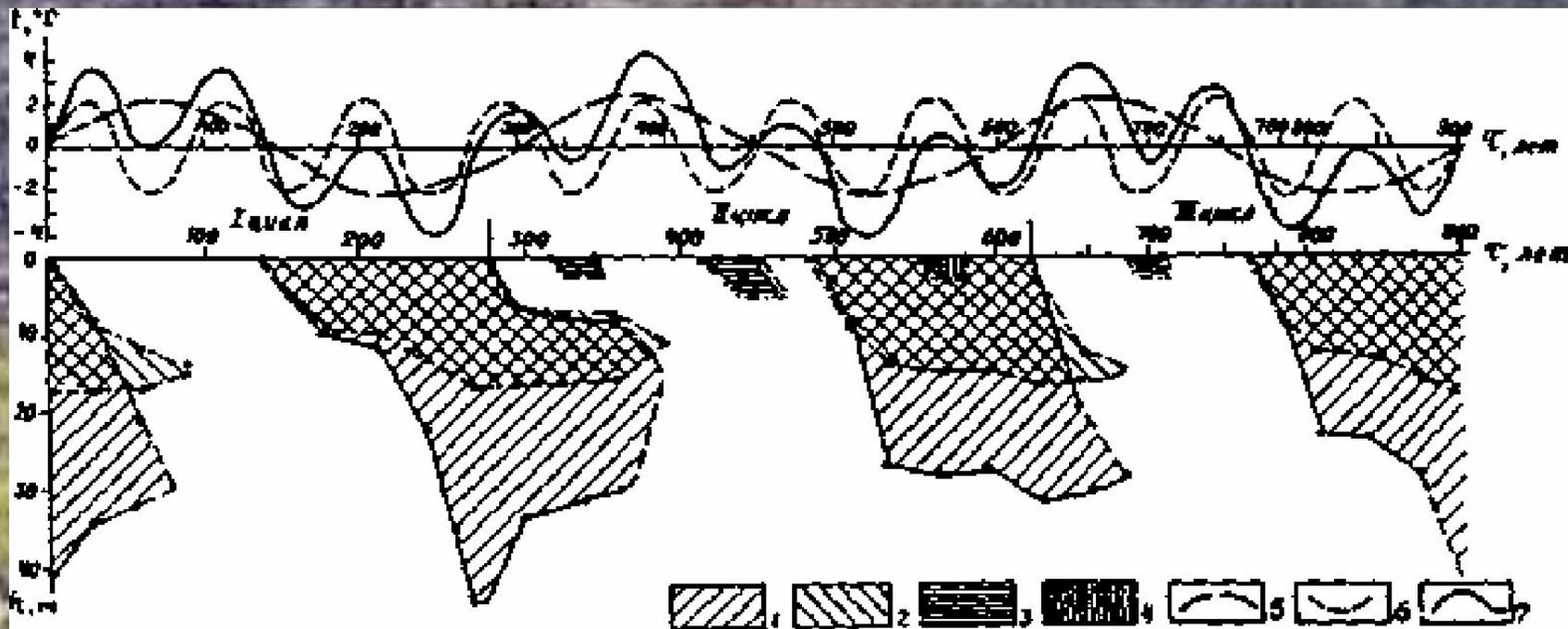
**Колебания температуры поверхности с периодами и амплитудами (по В.А. Кудрявцеву):**



**I -  $T_1 = 10$  лет,  $A_1 = 0,5^\circ\text{C}$ ;**  
**II -  $T_2 = 40$  лет,  $A_2 = 10\text{C}$ ;**  
**III -  $T_3 = 300$  лет,  $A_3 = 2$**   
**0C;**

**IV - результирующая кривая при их наложении друг на друга**





Динамика промерзания и оттаивания горных пород при наложении 300- и 90-летних колебаний температуры воздуха: 1 — промерзание и оттаивание пород в блоке с мощностью рыхлых отложений 10 м; 2 — то же в блоке с мощностью рыхлых отложений 50 м; 3 — перелетки мерзлых пород; 4 — несквозные талики; 5 — 300-летние колебания температуры воздуха (верхний график); 6 — 90-летние температурные колебания; 7 — суммарная температурная кривая

Из первого закона Фурье следует, что мощность зоны  $\xi$ , где происходят колебания с амплитудой  $A_\xi$  составляет:

$$A(z) = A e^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z}$$



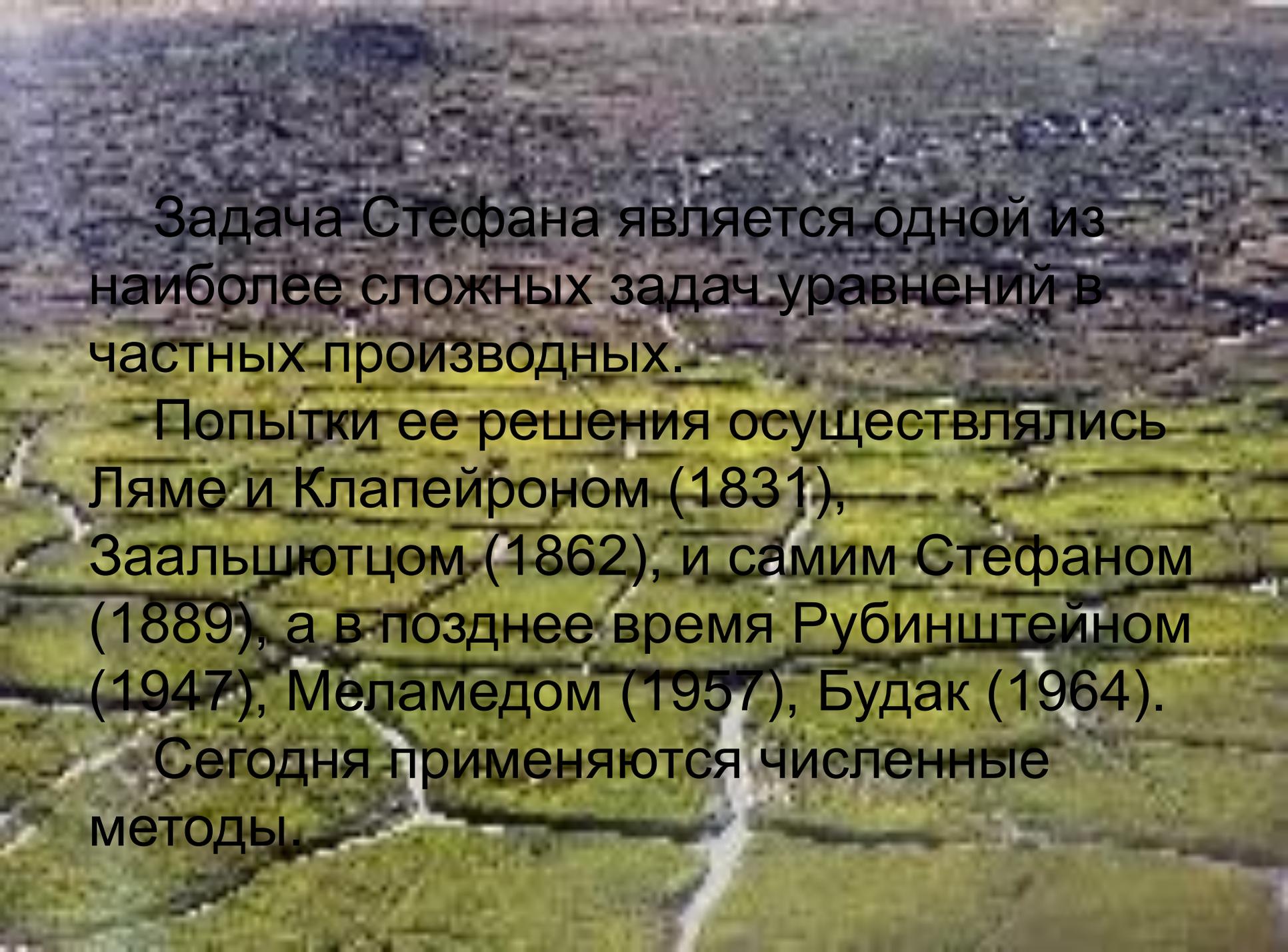
$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi}$$

Задача промерзания (оттаивания) –  
задача Стефана:

$$\frac{\partial t_f}{\partial \tau} = a_f \frac{\partial^2 t_f}{\partial x^2}$$

$$\lambda_f \frac{\partial t_f}{\partial z_{(z=\xi)}} - \lambda_{uf} \frac{\partial t_{uf}}{\partial z_{(z=\xi)}} = Q \frac{d\xi}{d\tau}$$

$$\frac{\partial t_{uf}}{\partial \tau} = a_{uf} \frac{\partial^2 t_{uf}}{\partial x^2}$$

An aerial photograph of a river delta, likely the Danube Delta, showing a complex network of waterways and green agricultural fields. The text is overlaid on the image.

Задача Стефана является одной из наиболее сложных задач уравнений в частных производных.

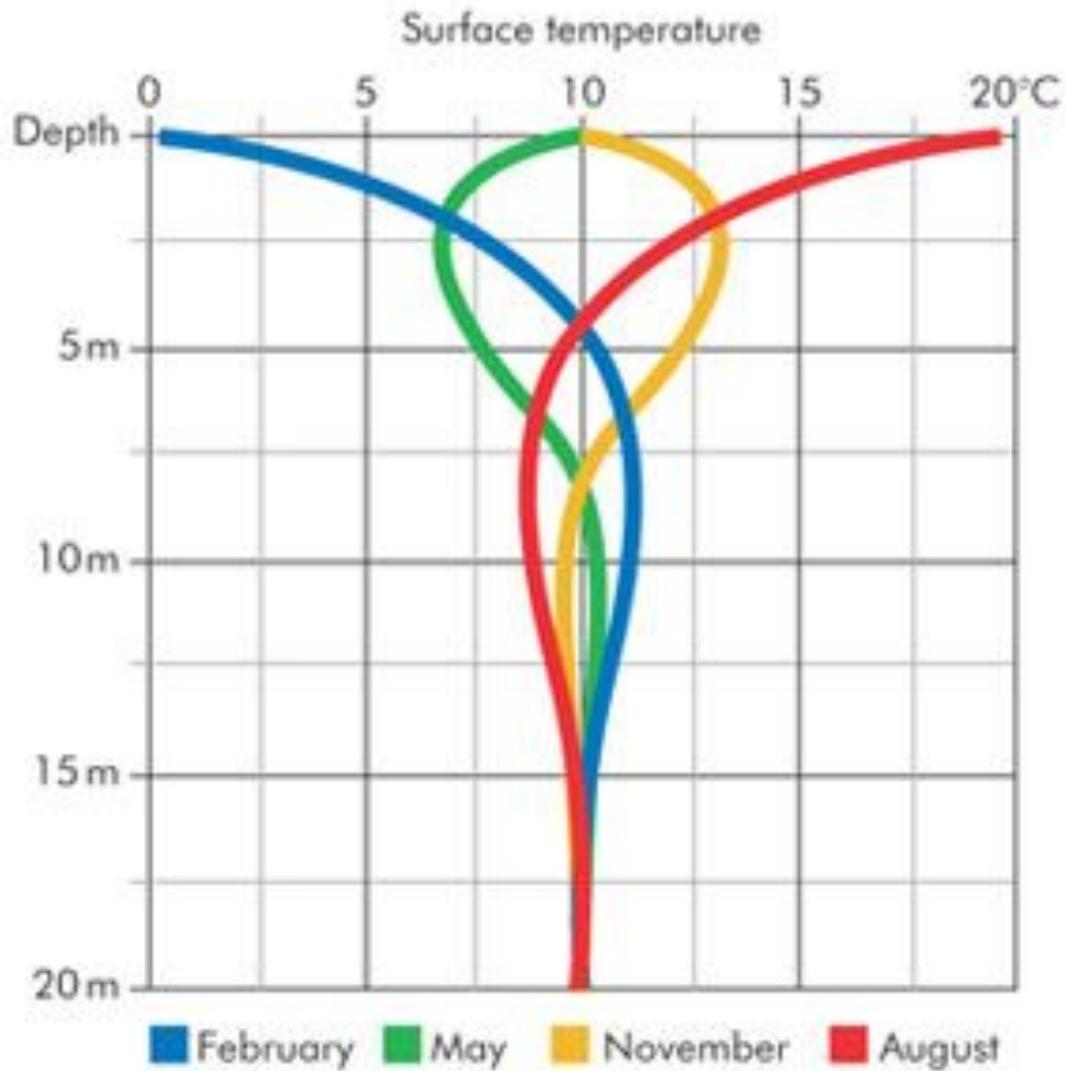
Попытки ее решения осуществлялись Ляме и Клапейроном (1831), Заальшютцом (1862), и самим Стефаном (1889), а в позднее время Рубинштейном (1947), Меламедом (1957), Будаком (1964).

Сегодня применяются численные методы.

Упрощенное решение приписывается самому Стефану:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_f \Omega}{Q}}$$

$$\Omega = \tau |t_f|$$



**Три вида**

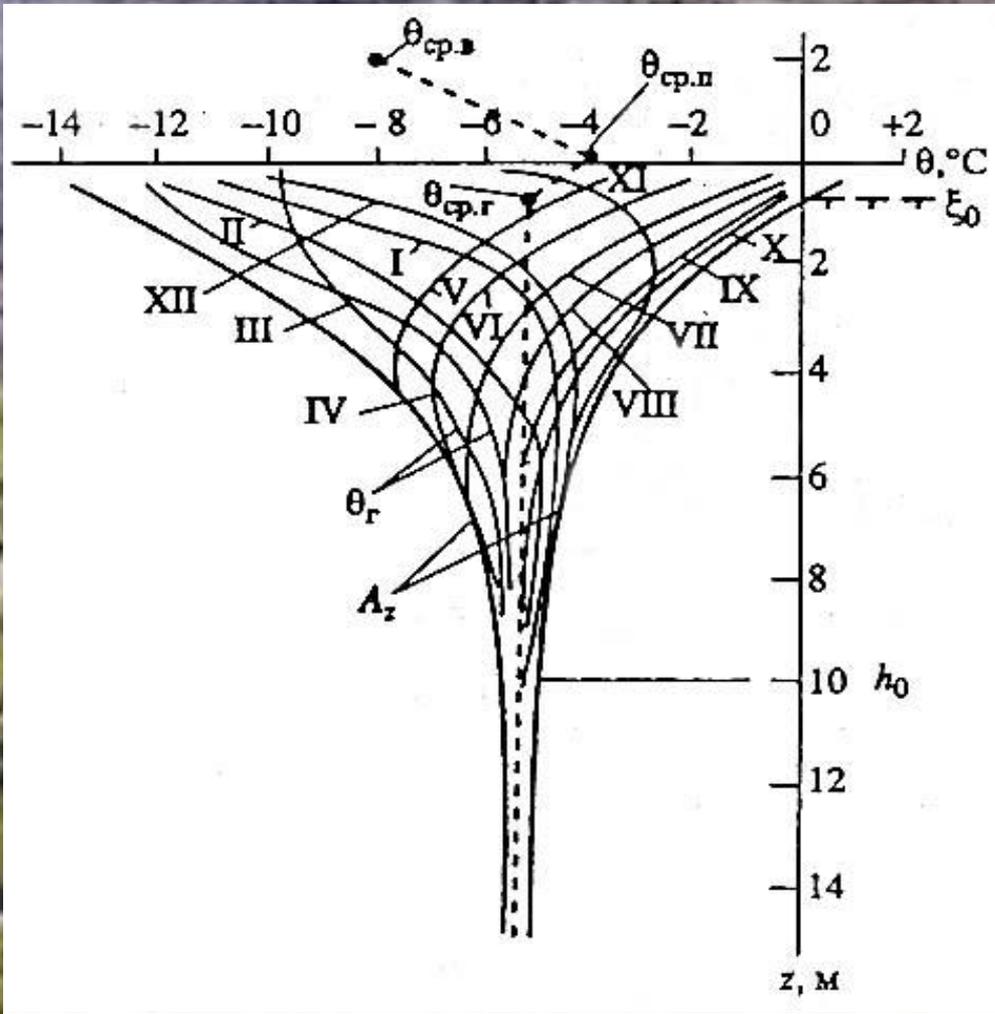
**кривых:**

**1)  $t=f(z)$ ,  $\tau - \text{const}$   
(на рисунке)**

**2)  $t=f(\tau)$ ,  $z - \text{const}$**

**3)  $z=f(\tau)$ ,  $t - \text{const}$**

**(термоизоплеты)**



Первый закон Фурье (изменение амплитуды с глубиной по огибающим температурных колебаний) позволяет определить годовые теплообороты в слое грунта мощностью  $\xi$ . Если температура изменяется от минимальной до максимальной, тогда теплообороты (количество тепло, проходящее через единицу площади поверхности)

$$Q_0 = 2 \int_0^{\xi} CA(z) dz$$

Подставляя первый закон Фурье:

$$Q_0 = 2 \int_0^{\xi} CA(z) dz = 2(A_0 - A_{\xi}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}$$

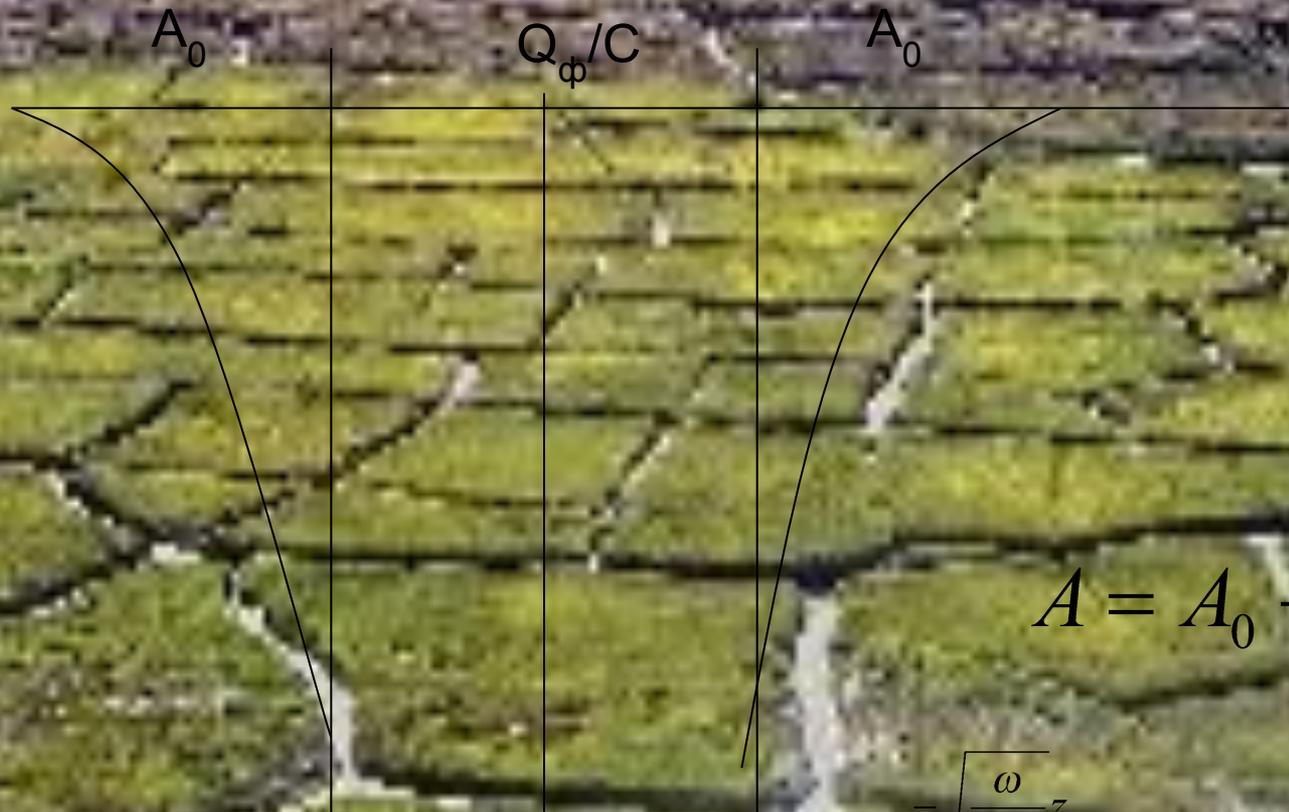
Вводя понятие средней амплитуды  $A_{cp}$ :

$$Q = 2CA_{cp}\xi$$

**Теплообороты в слое мощностью  $\xi$ .** При выводе принималось, что температуры изменялись по огибающим. Фактические кривые другие, достигая минимума и максимума в разное время, поэтому фактические теплообороты меньше в  $\sqrt{2}$

$$Q = \sqrt{2}CA_{cp}\xi$$

Можно перевести  
теплообороты фазовых  
переходов в колебания  
температур:



$$A = A_0 + \frac{Q_\phi}{2C}$$

$$t(z, \tau) = t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z)$$

И наконец, зависимость температуры пород от составляющих радиационно-теплогового баланса может быть определена из его уравнения, решаемого относительно годовых теплооборотов в породах  $G$ . Известна зависимость теплооборотов в горных породах от температурного режима пород, их теплопроводности, теплоемкости и теплоты фазовых превращений воды.

$$G = \xi(nA_{cp}C + Q_{\phi}) + \sqrt{2} t_{\xi} \sqrt{\lambda TC/\pi}.$$

Зная, что  $G = R - LE - H$ , получаем, что:

$$t_{\xi} = [R - LE - H - \xi(nA_{cp}C + Q_{\phi})] / \sqrt{2 \lambda TC/\pi},$$

где  $\xi$  — глубина сезонного промерзания или протаивания пород;  $A_{cp}$  — средняя в слое  $\xi$  амплитуда годовых колебаний температуры;  $C$  — объемная теплоемкость;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности пород  $Q_{\phi}$  — теплота фазовых переходов воды в породах  $t_{\xi}$  — среднегодовая температура на подошве  $\xi$ ;  $T$  — период, равный одному году;  $n$  — коэффициент, равный примерно 2 при малых значениях  $Q_{\phi}$  и  $\sqrt{2}$  при возрастании  $Q_{\phi}$  и  $\lambda$ .

Среднегодовая температура пород на поверхности

$$t_{\text{дп}} \neq$$

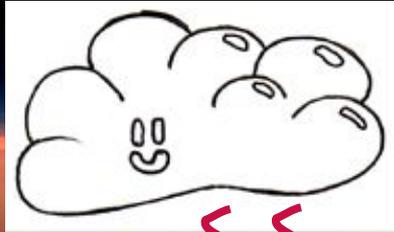
Среднегодовая температура пород на подошве  
слоя сезонного промерзания или протаивания  $t_{\xi}$



Среднегодовая  $t_{\text{дп}}$  может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания  $t_{\xi}$  за счет воздействия снежного и растительного покровов, инфильтрующихся летних осадков и других факторов, термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде:

$$t_{\xi} = t_{\text{дп}} + \Delta t_{\text{сн}} \pm \Delta t_{\text{раст}} + \Delta t_{\text{инф}} - \Delta t_{\lambda} \leq 0^{\circ}\text{C}$$

# Тепловой баланс на поверхности Земли



Коротковолновая  
солнечная радиация -  
поглощаемая  
 $R$

Длинноволновая  
(инфракрасная)  
радиация -  
испускаемая  $E$

$H$   
Теплый  
воздух

$LE$   
Испарение

Разность  $R-E=R_n=$   
Суммарная радиация=  
Радиационный баланс

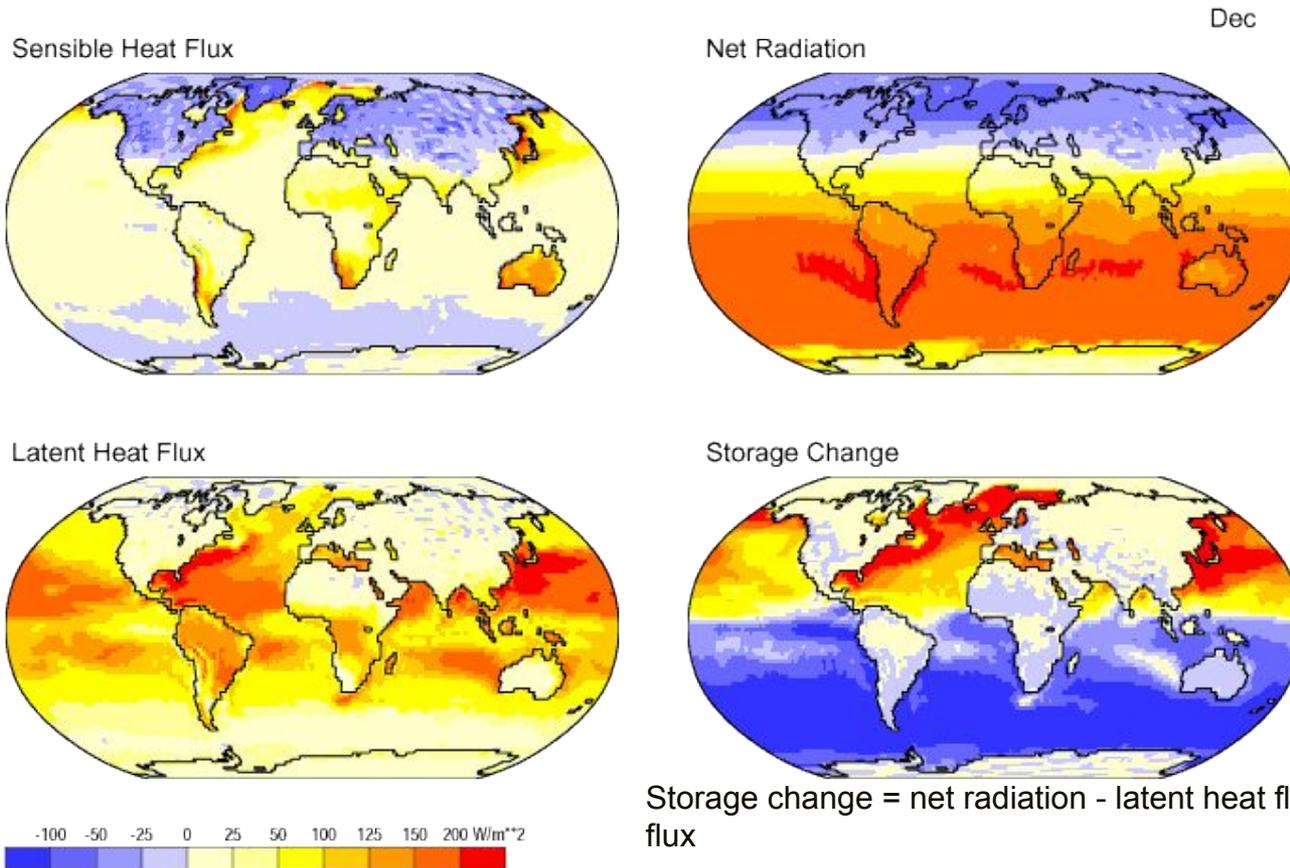


Конвективный  
теплообмен

Фазовые  
переходы

Тепловой поток в недра

# Глобальный тепловой баланс поверхности Земли



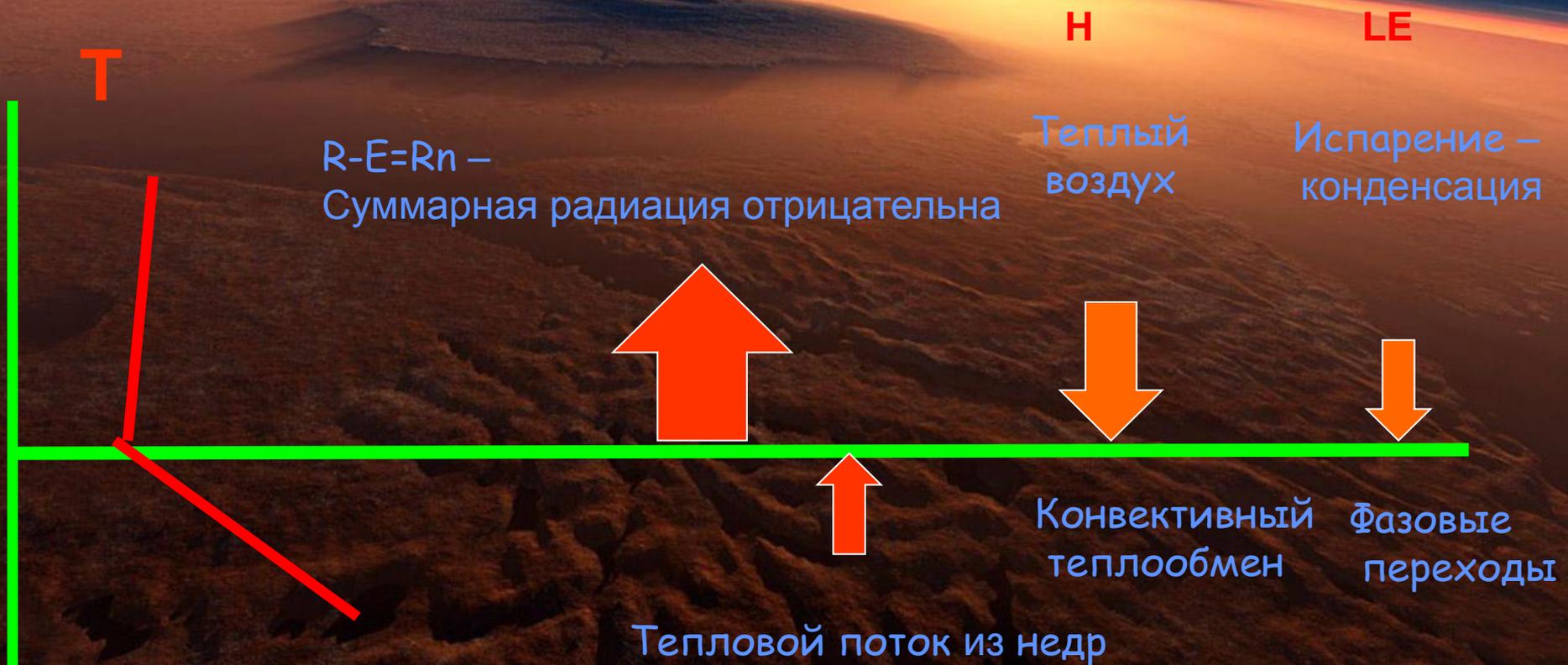
Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies  
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Storage change = net radiation - latent heat flux - sensible heat flux

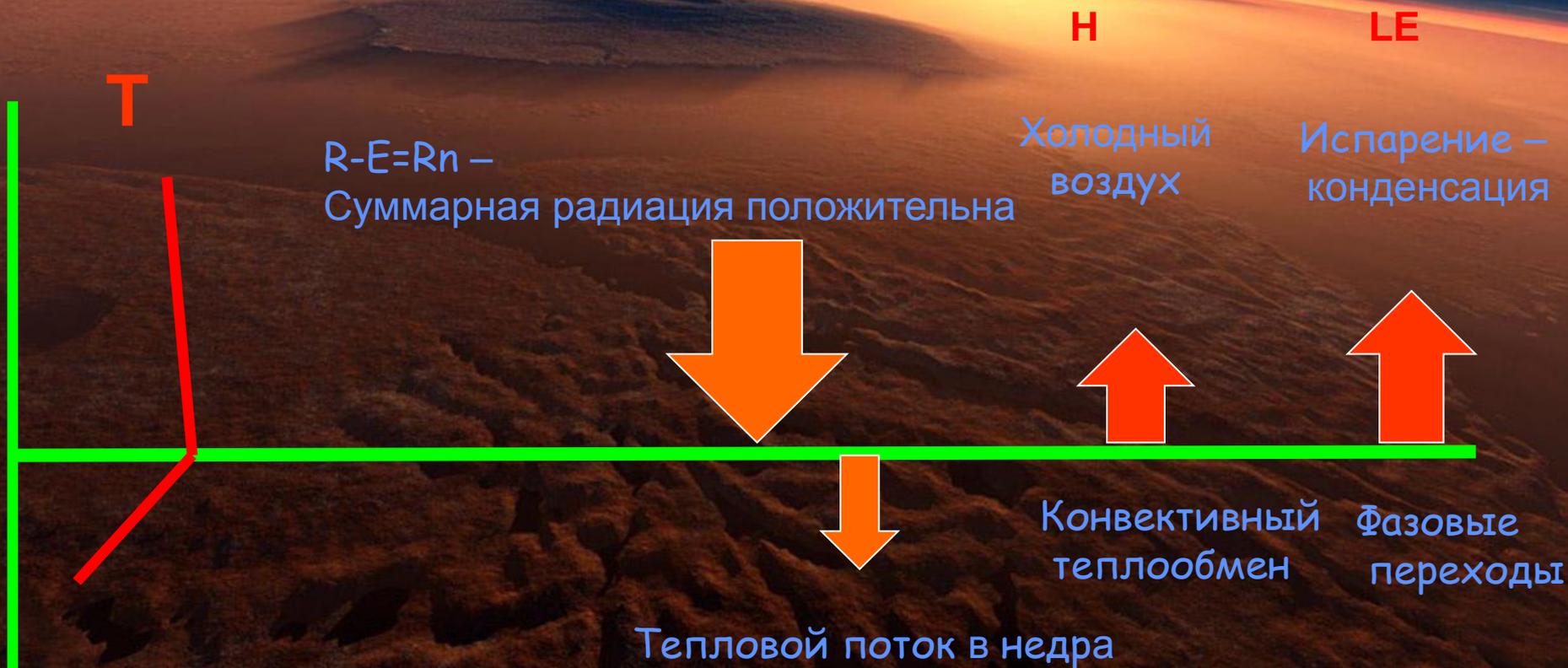
$$G = R_n - LE - H$$

Тепловой поток в горные породы (океан)  $G$  =  
суммарная радиация  $R_n$  – фазовые переходы  $LE$   
- конвективный теплообмен на границе с  
атмосферой  $H$

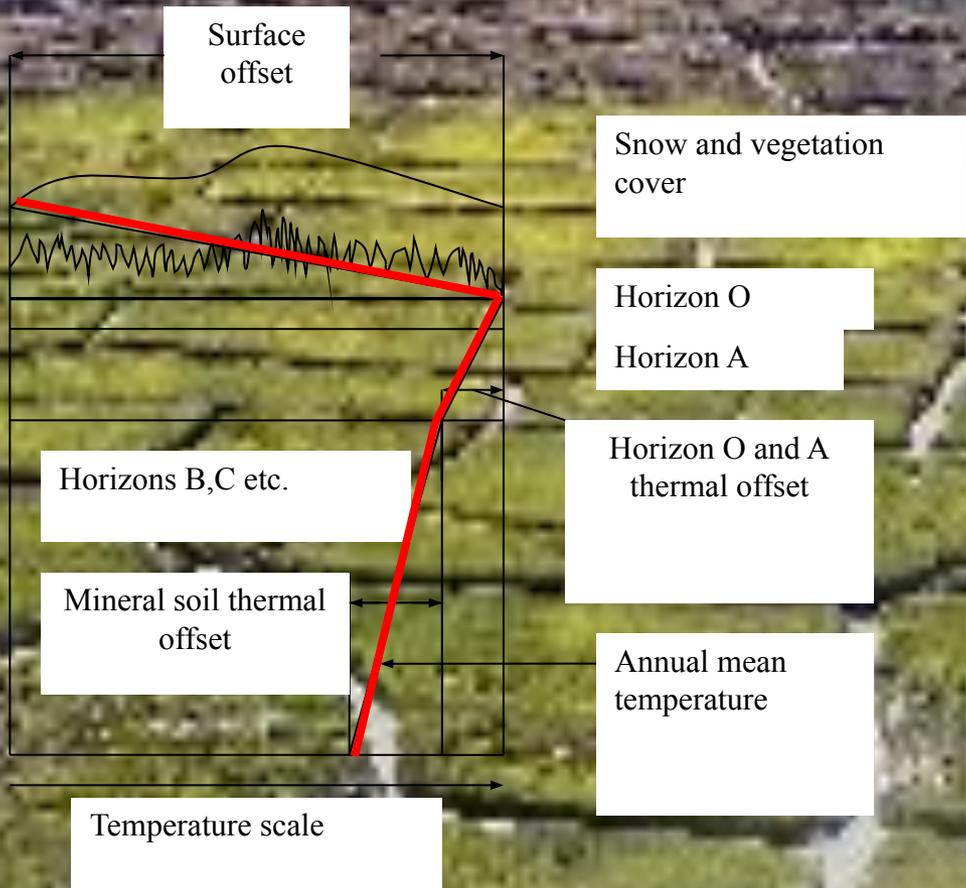
# Распределение температур зимой



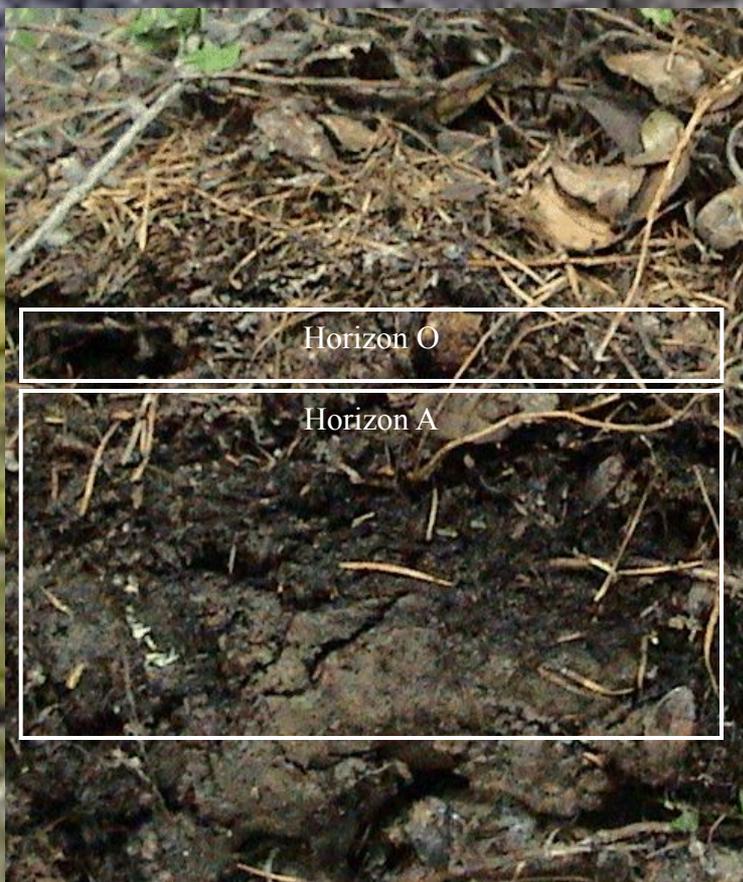
# Распределение температур летом



# Изменения среднегодовой температуры в слое сезонного оттаивания



# Почвенные горизонты O и A

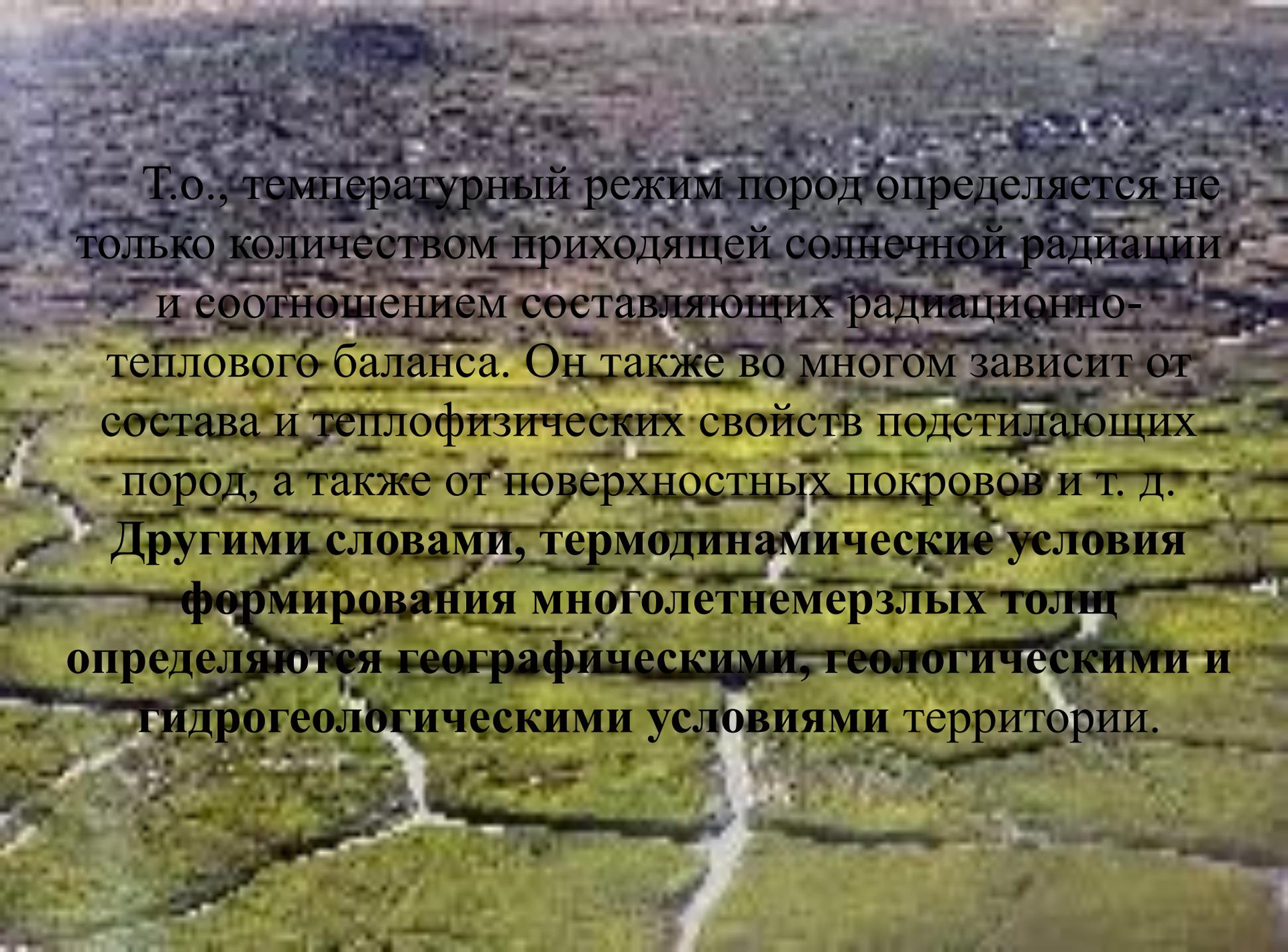


# Теплопроводность почвенного горизонта А ( $W/m \cdot K$ )

Landscape	Depth: 5 cm	30 cm
Larch forest	0.08	0.57
Birch forest	0.07	0.37
Cut forest 7 years	0.2	0.88
Cut forest 12 years	0.1	0.46
Slope of alas	0.1	0.7
Alas	0.09	0.98

# Влияние содержания органического вещества на теплопроводность почвы

Samples	1	2	3	4
Thermal conductivity, W/m*K	0.30	0.91	0.53	0.04
Thermal resistivity, mm <sup>2</sup> /c	0.10	0.23	0.11	0.19
Water content volumetric	0.57	0.65	0.53	0.18
Density, g/cm <sup>3</sup>	1.15	1.75	1.22	0.14
Total organic content	0.13	0.05	0.09	0.66

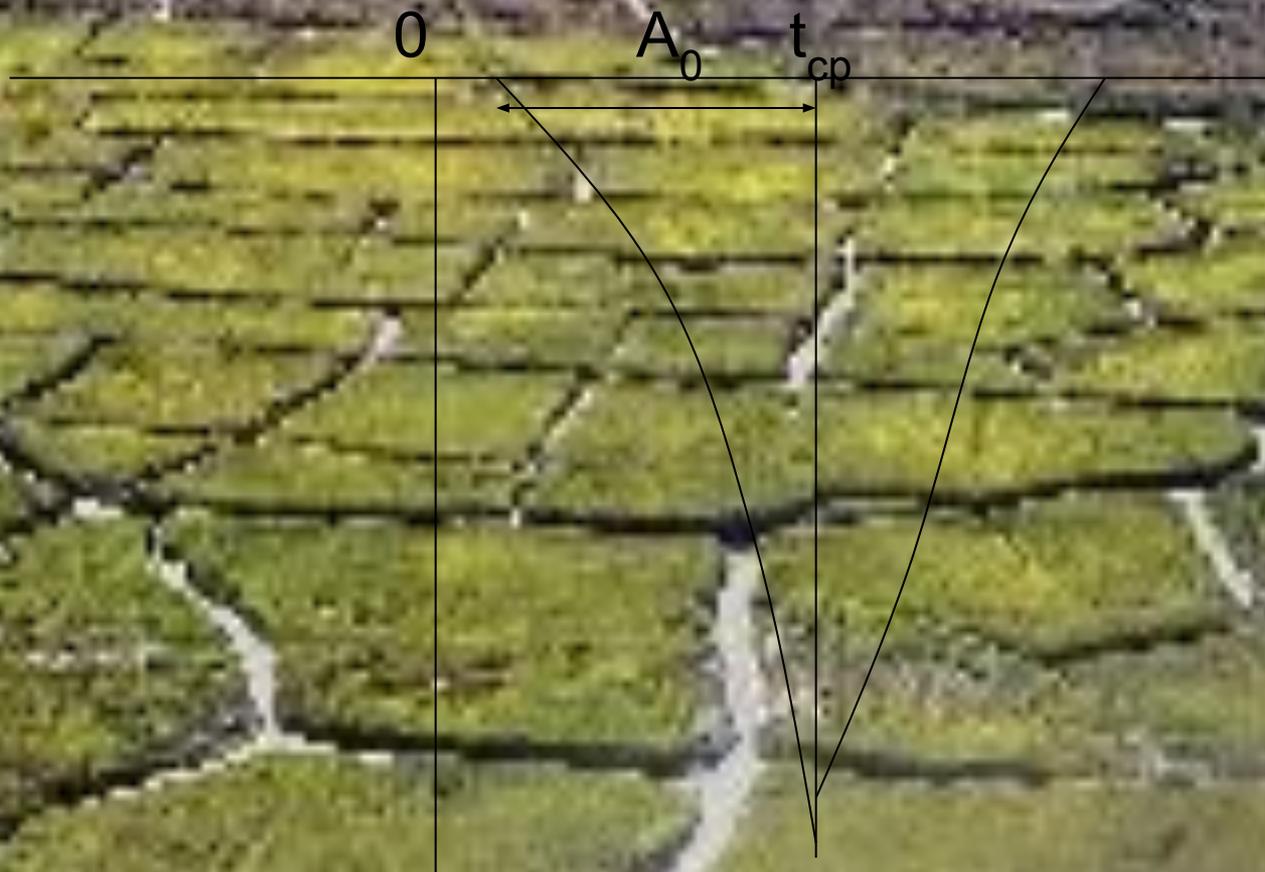
An aerial photograph of a tundra landscape. The terrain is covered in dense, low-lying green vegetation, likely mosses and lichens. A narrow, winding stream or streamlet flows through the center of the image, creating a network of channels. The overall scene is a natural, undisturbed environment.

**Т.о., температурный режим пород определяется не только количеством приходящей солнечной радиации и соотношением составляющих радиационно-теплового баланса. Он также во многом зависит от состава и теплофизических свойств подстилающих пород, а также от поверхностных покровов и т. д. Другими словами, термодинамические условия формирования многолетнемерзлых толщ определяются географическими, геологическими и гидрогеологическими условиями территории.**

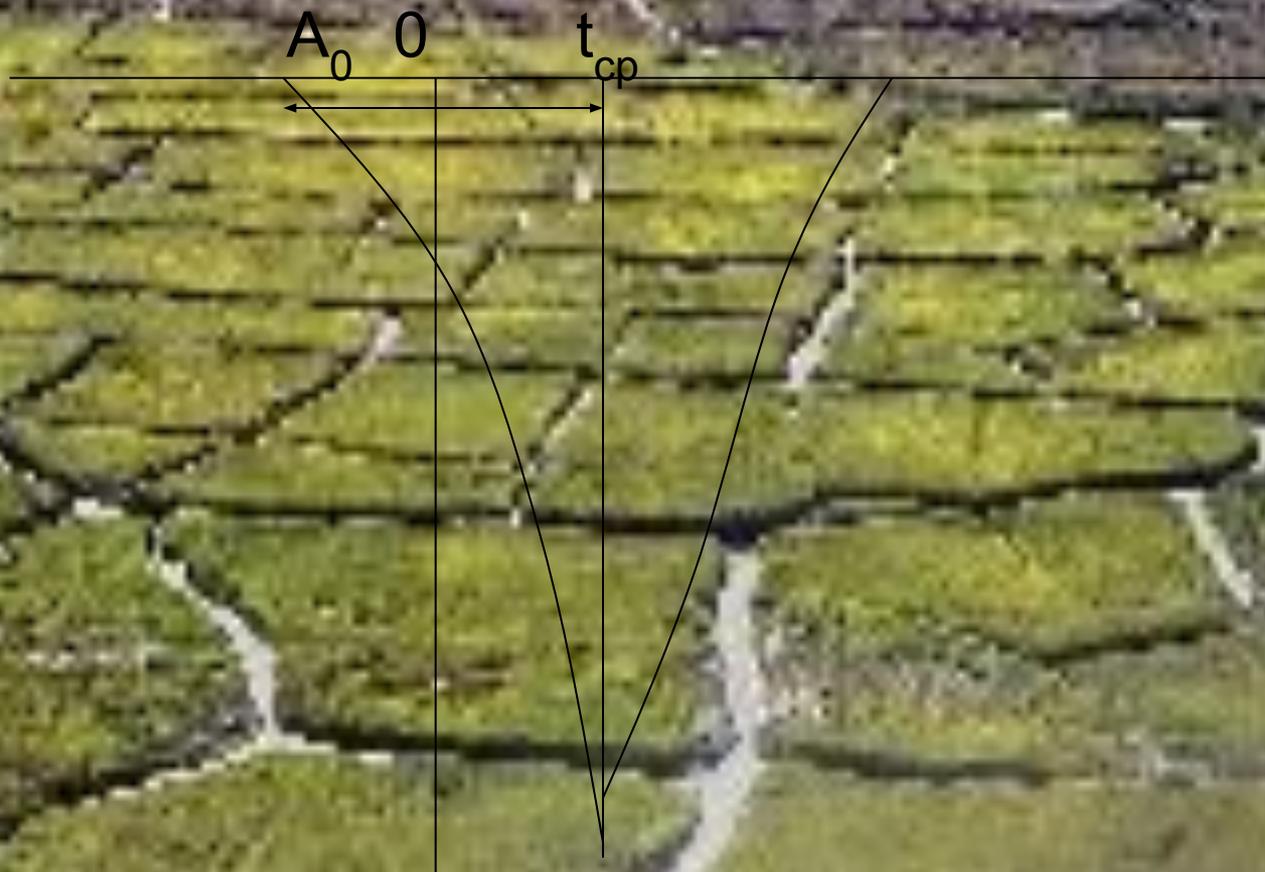
При этом необходимо будет учитывать как **среднюю температуру поверхности пород**, так и отклонение температуры в течение года от этого среднего значения, т. е. **физическую амплитуду колебания температуры** на поверхности пород  $A_0$ .

Представляется возможным проанализировать 4 принципиально отличающихся друг от друга варианта возникновения и существования сезонно- и ММП.

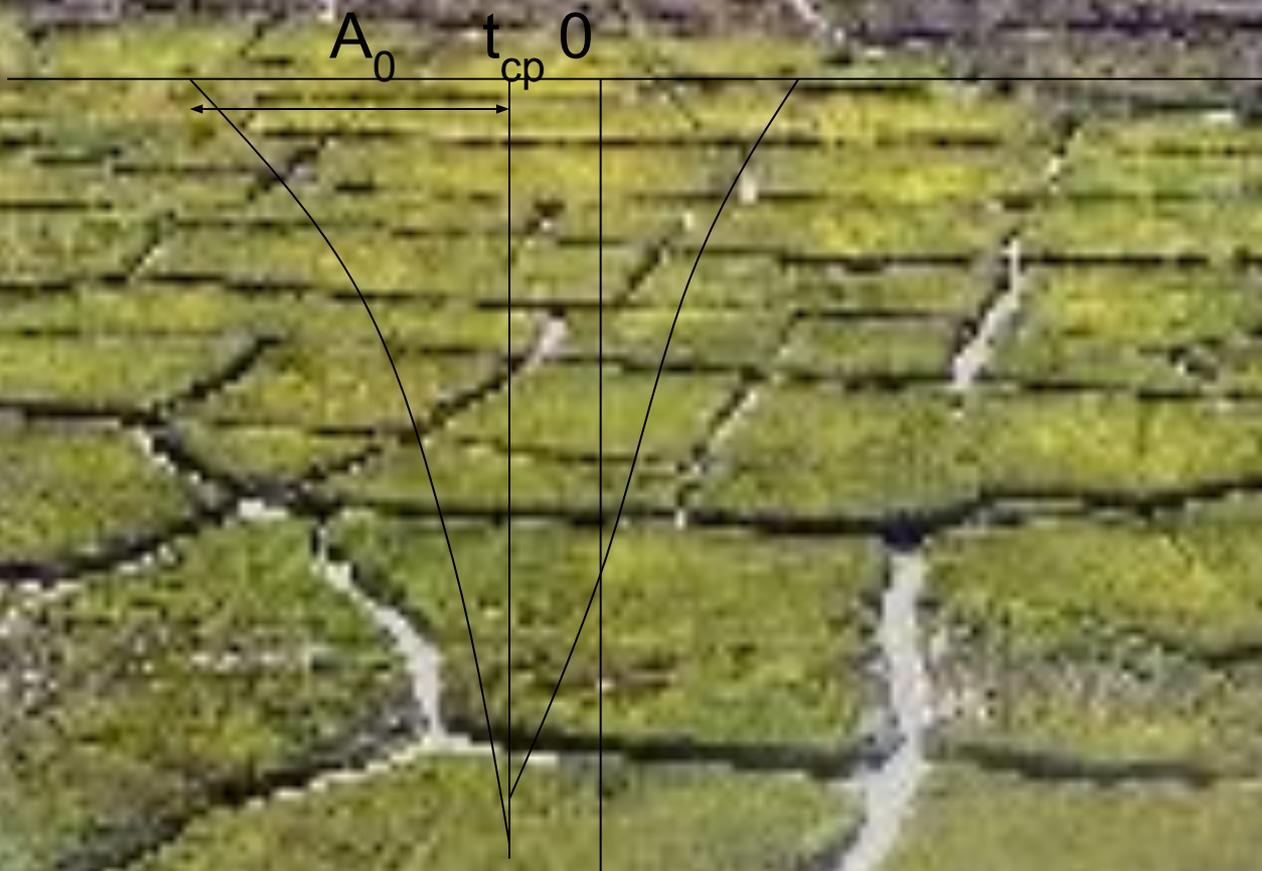
При условии  $t_{cp} > 0$ , а  $A_0 < t_{cp}$ , могут существовать только **немерзлые (или талые) породы** (вариант I), поскольку в течение всего года температура поверхности пород не переходит через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  в область отрицательных температур.



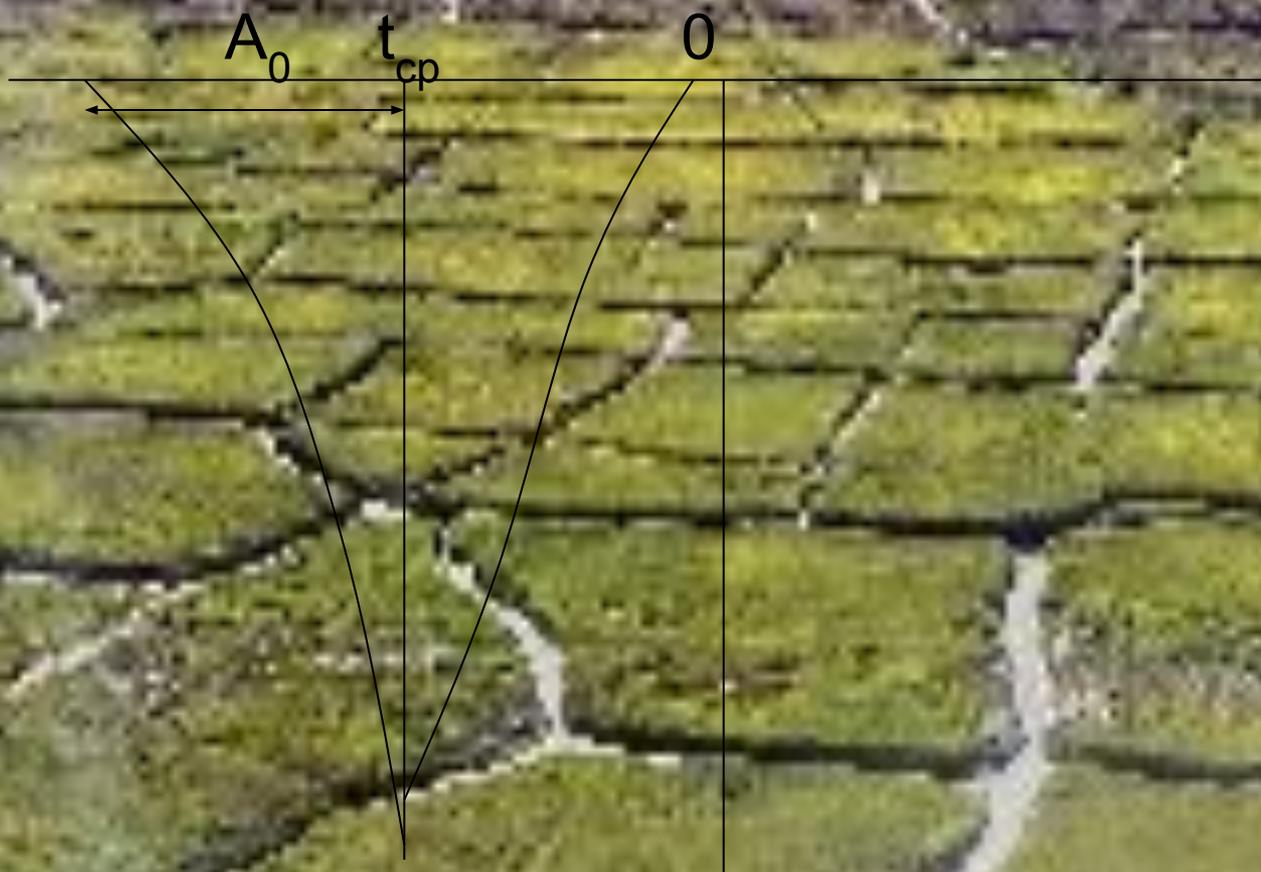
В случае, если  $t_{cp} > 0$ , но какое-то время (в холодный период года) температура поверхности и подстилающих пород оказывается отрицательной,, вследствие того, что  $A_0 > t_{cp}$ , происходят **сезонное промерзание пород** (вариант II).



В случае, если  $t_{cp} < 0$ , то в теплый период года поверхность и часть подстилающих ее пород приобретают положительную температуру (за счет того, что  $A_0 > |t_{cp}|$ ). В результате происходит частичное протаивание с поверхности многолетнемерзлых пород и формирование **слоя сезонного протаивания** (вариант Ш).



И наконец, когда в течение всего года средняя температура поверхности пород не бывает выше  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $t_{\text{ср}} < 0$ ,  $A_0 < |t_{\text{ср}}|$ ), существует **многолетнемерзлая толща горных пород** без сезонного протаивания их с поверхности (вариант IV).





Таким образом, **необходимым условием существования многолетнемерзлых пород является  $t_{cp} < 0$ .**

Наличие же или отсутствие процессов сезонного промерзания и протаивания и соответственно существование в течение части года сезонномерзлого или сезонноталого слоя определяются соотношением среднегодовой температуры и амплитуды колебаний температуры на поверхности пород. Они существуют, если  $|t_{cp}| < A_0$ , и отсутствуют, если  $|t_{cp}| > A_0$ .

Чрезвычайно важным в геокриологии является понятие **потенциального протаивания или промерзания**. О потенциальном протаивании говорят, когда  $t_{cp} > 0$ , т. е. в случае сезонного промерзания пород. Под этим термином понимают глубину протаявшего грунта за лето, если бы к началу протаивания весь массив пород находился бы в мерзлом состоянии. Пояснить это можно на таком примере: допустим, на участке распространения талых пород ( $t_{cp} > 0$ ) в зимнее время производили отсыпку некоторой насыпи достаточно большой мощности. Грунт, используемый для отсыпки, находился в мерзлом состоянии. Тогда в летнее время эта насыпь будет протаивать с поверхности, и если толщина насыпи достаточно велика, то за лето она не протает полностью. Мощность оттаявшего за лето слоя насыпи приблизительно будет отвечать потенциальному сезонному протаиванию. Аналогичный пример и для случая потенциального сезонного промерзания ( $t_{cp} < 0$ ).

При температурах пород, близких к  $0^{\circ}\text{C}$ , эпизодические увеличения глубины сезонного промерзания, превышающие глубину потенциального протаивания для данного соотношения  $t_{cp}$  и  $A_0$ , могут вызвать формирование маломощных мерзлых толщ, существующих более одного года. Такие мерзлые толщи называются **перелетками**.

