

Тепловое поле Земли.

Геотермика - раздел геофизики, в котором изучаются тепловые процессы, происходящие в Земле, и закономерности распределения температуры в ее недрах.

Источники тепла на земле: внутренние глубинные тепловые процессы и солнечная энергия.

Значение геотермики:

1. Температура определяет многие свойства земных недр:
 - теплопроводность
 - электропроводность
 - вязкость
 - предел текучести горных пород
 - агрегатное состояние вещества
2. Влияет на живые организмы

Приборы, используемые для оценки теплового поля:

Для измерения абсолютных значений температуры как в верхнем приповерхностном слое, так и на значительных глубинах, в том числе и на дне акваторий, применяются ртутные термометры и электрические термометры сопротивления (**термисторы**).

Для оценки тепловых потоков служат **тепломеры**, построенные на базе термометров.

Для аэрокосмических и полевых инфракрасных съемок применяют специальные приборы – **тепловизоры**, работающие на особых кристаллах, чувствительных к электромагнитному излучению определенных длин волн.

Термическая зональность и термический режим земных недр:

Выделяют три характерных термических зоны: (отличаются по источникам генерации тепла и изменениями температуры во времени и по глубине)

1. Верхняя, приповерхностная, тонкая (до 30 м) зона земной коры – **гелиотермическая зона**.

Температура определяется солнечной радиацией.

Характерны суточные, сезонные, годовые, многовековые колебания температуры (чем больше период цикличности средних температур воздуха, тем на большую глубину в земную кору они проникают).

В зависимости от глубины проникновения амплитуды колебаний суточной или годовой температуры в гелиометрической зоне выделяют два слоя – *слой суточных и слой годовых колебаний температуры*.

Слой суточных колебаний температуры – это поверхностный слой земной коры до глубины 1,0–1,5 м, где ход температуры практически соответствует суточному ходу солнечной радиации.

Перенос тепла вглубь осуществляется за счет молекулярной теплопроводности пород, конвекции воздуха и паров воды.

При изменении температуры воздуха температура горных пород меняется с некоторым запаздыванием. При этом на поверхности почвы наблюдается один максимум (около 13ч) и один минимум (перед восходом солнца) температуры.

Наибольших значений амплитуда суточных колебаний температуры достигает на поверхности почвы. С глубиной амплитуда уменьшается, происходит сдвиг в сторону более поздних сроков времени наступления максимума и минимума.

Средняя суточная температура почвы с глубиной понижается летом и растет зимой. В переходные сезоны (весной и осенью) наблюдается более сложное ее изменение с глубиной.

На вертикальное распределение температуры почвы существенное влияние оказывает растительный и снежный покров:

Растения, поглощая часть солнечной радиации, днем уменьшают приток ее к почве, а ночью уменьшают эффективное излучение почвы.

Снежный покров благодаря малой теплопроводности предохраняет почву от глубокого промерзания. Суточные колебания температуры в снежном покрове проникают лишь до глубины 20–30см.

Слой годовых колебаний температуры

Ход температуры практически соответствует годовому ходу солнечной радиации и излучению земной поверхности.

Теплопередача осуществляется за счет молекулярной теплопроводности, а также за счет движения подземной воды.

В умеренных широтах максимум температуры наступает в июле–августе, минимум – в январе–феврале.

С глубиной амплитуда температуры уменьшается, а время наступления экстремальных значений запаздывает в среднем на 20–30 суток на каждый метр глубины

Среднегодовая температуры почвы убывает с глубиной в низких широтах и растет в высоких.

Положение нижней границы гелиотермической зоны зависит от многих факторов:

- водно-тепловых свойств горных пород,
- рельефа,
- геологического строения земной поверхности,
- растительности и др.

Минимальная глубина этой границы характерна для районов с морским и особенно с тропическим климатом. Максимальная – для регионов с континентальным климатом.

В среднем для всего земного шара годовые колебания температуры распространяются до глубины 10–12 м в тропиках, до 42–45 м – в высоких широтах до 10 – 40 м в нашей стране.

В океанах годовые колебания температуры проникают до глубины 200-300 м.

Зона постоянной температуры (нейтральный слой).

Эта тонкая зона располагается ниже слоя проникновения годовых колебаний температуры, где обнаруживается постоянство температуры в течение всего года.

Пояс постоянной температуры, соответствующей средней годовой температуре воздуха на земной поверхности в данном районе.

Так, в Москве зона с постоянной температурой $4,2^{\circ}\text{C}$ наблюдается на глубине 20 м, в Париже ($11,8^{\circ}\text{C}$) она залегает глубже (28м), в Якутске постоянная температура (-2°C) отмечается на глубине около 10 м.

При отрицательных среднегодовых температурах воздуха в горизонте постоянной температуры образуется вечная (многолетняя) мерзлота.

Геотермическая зона.

Ниже зоны постоянных температур (на глубинах выше 40–50м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

Геотермические измерения (обычно не глубже 5 км) позволяют сделать следующие выводы:

во-первых, в геотермической зоне температура остается постоянной во времени;

во-вторых, температура растет вместе с ростом глубины..

Геотермический градиент -

величина нарастания температуры горных пород с глубиной, выражаемая в °С/м.

Для расчета геотермического градиента

$$\Gamma = \Delta T / \Delta z$$

необходимо знать приращение температур ΔT в интервале глубин Δz .

В 1828 г. французский горный инженер П. Кордые измерил температуру в ряде шахт и впервые определил геотермический градиент в поверхностном слое Земли, равный 0,03 °С/м, что хорошо согласуется с современными данными.

Геотермический градиент в различных районах Земли изменяется в довольно широких пределах – от 0,1 до 0,01° С/м и зависит от :

состава горных пород,

условий их залегания

близости или удаленность от вулканических очагов

радиоактивных элементов и т. д.

Геотермический градиент составляет

на кристаллических щитах около 0,01 °С/м,

на платформах – около 0,03 °С/м

в областях новейшего вулканизма – 0,2-0,5°С/м.

Величина, обратная геотермическому градиенту, называется **геотермической ступенью**. Она колеблется от 10 до 100 м/°С.

Наибольший геотермический градиент $0,15^{\circ}\text{C}/\text{м}$ отмечен в штате Орегон (США), соответствующая ему геотермическая ступень – $6,67 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$.

Наименьший геотермический градиент – $0,0057^{\circ}\text{C}/\text{м}$ зарегистрирован в Трансваале (ЮАР), ему соответствует геотермическая ступень $172,7 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$.

Широкий разброс значений геотермического градиента по территории свидетельствует о различной эндогенной активности земной коры, а также различной теплопроводности горных пород.

Наибольшие значения геотермического градиента приурочены к подвижным зонам океанов и континентов, а наименьшие – к наиболее устойчивым и древним участкам континентальной коры.

В верхней 15–20-километровой толще земной коры на любой глубине ниже зоны с постоянной температурой значение температуры может быть приближенно оценено по формуле:

$$t_z = t_n + z\Gamma,$$

где t_z – температура на глубине z , °С;

t_n – среднегодовая температура воздуха вблизи земной поверхности, °С;

z – глубина, для которой определяется значение температуры, м;

Γ – геотермический градиент, °С/м.

Наиболее вероятное распределение температуры в толще Земли (по Гутенбергу)

Глубина, км	Температура, °C
20	600
100	1400
200	1600
500	1800
6310	5000

Внешние и внутренние источники тепла

Тепловое состояние земной поверхности формируется за счет экзогенных (внешних) и эндогенных (внутренних) источников тепла.

На поверхности Земли экзогенный поток энергии примерно в 5000 раз превосходит эндогенный.

На его долю приходится около 99,5% всего тепла, поступающего в поверхностный слой Земли.

Экзогенный поток энергии

состоит в основном из электромагнитного излучения Солнца – солнечной радиации.

Поступая на Землю, солнечная радиация в большей своей части превращается в тепло.

Некоторое количество тепловой энергии земная поверхность получает от других звезд и планет, но оно во много раз (приблизительно в 30 млн) меньше тепловой энергии, поступающей от Солнца.

Общее количество энергии, излучаемой Солнцем в мировое пространство – $3,83 \cdot 10^{26}$ Вт.

Из этого количества энергии только $1,74 \cdot 10^{17}$ Вт попадает на Землю.

Поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы (т. е. прежде чем радиация подвергнется частичному поглощению и рассеянию в атмосфере) при среднем расстоянии Земли от Солнца называют **солнечной постоянной**.

По новейшим определениям, с использованием ракетных и спутниковых измерений, солнечная постоянная $I_0 = 1,353 \text{ кВт/м}^2$.

Это означает, что на верхней границе атмосферы каждый квадратный метр поверхности каждую секунду получает 1353 Дж лучистой энергии Солнца.

Солнечное излучение претерпевает в атмосфере ряд существенных изменений. Часть радиации рассеивается молекулами воздуха и аэрозолями, другая – поглощается ими и в конечном итоге превращается в тепловую энергию

В среднем на каждый квадратный километр земной поверхности приходится за год $4,27 \cdot 10^{16}$ Дж, что эквивалентно сжиганию 400 тыс. т каменного угля.

Все существующие на Земле запасы угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к Земле.

Менее чем за 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько все электростанции мира за год.

Количество дошедшей до земной поверхности солнечной радиации зависит от географической широты местности, времени года, облачности и прозрачности атмосферы.

Отношение отраженной солнечной радиации, выраженное в долях или процентах, к приходящей на данную поверхность называется **альбедо**.

Чем светлее и суше поверхность, тем выше альбедо. Альбедо существенно зависит от влажности поверхности почвы, с возрастанием которой оно уменьшается.

Вследствие уменьшения альбедо при увлажнении почвы происходит увеличение поглощаемой радиации.

Альбедо водной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей: чем выше Солнце, тем меньше его энергии отражается.

В целом альбедо водных поверхностей меньше, чем альбедо суши, на 6% в экваториальной зоне и на 16–20%— на широте 60–70°.

К эндогенным (внутриземным) источникам относят:

- тепло, образующееся за счет гравитационной энергии, выделяемой при перемещении глубинного вещества в земное ядро в процессе его дифференциации (расслоения),
- тепло распада радиоактивных элементов,
- тепло адиабатического сжатия Земли,
- энергию химических реакций в горных породах,
- «первоначальное тепло» земного шара,
- тепло кристаллизации и полиморфических превращений и процессов, ведущих к изменению структуры электронных оболочек ядер,
- энергию земных приливов, т. е. деформаций Земли, происходящих преимущественно вдоль зон разломов под действием притяжения Луны и Солнца.

Гравитационное тепло.

Выделяется при гравитационной дифференциации глубинного вещества Земли и тесно связано с историей ее развития.

Академик А. П. Виноградов:

в ходе сложного физико-химического процесса зонного плавления вещества более легкоплавкие вещества (оксиды кремния и магния) поднимаются из глубин Земли к ее поверхности.

Более тугоплавкие и тяжелые – такие, как оксиды железа с серой, опускаются в нижние внутренние слои.

Происходит перераспределение потенциальной и кинетической энергии между поднимающимися вверх легкими и опускающимися вниз тяжелыми компонентами и выделение энергии при физико-химических превращениях вещества – гравитационное тепло, определяющее термику Земли.

Радиоактивное тепло.

Количество тепла, выделяемое при распаде радиоактивных элементов.

Например,

1 г урана генерирует в течение года 3,1 Дж тепла,

1 г тория – 0,84 Дж.

радиоактивный калий – 1 г - $21 \cdot 10^{-6}$ Дж. И хотя калий выделяет мало тепла при естественном распаде, он широко распространен в верхних слоях Земли, поэтому его радиоактивность играет важную роль в «разогреве» земной коры.

Генерация тепла радиоактивными источниками в гранитном слое - составляет $7,96 \cdot 10^{-5}$ Дж/(см³ год), базальтовом – $1,47 \cdot 10^{-5}$ Дж/(см³ год).

Теплопередача осуществляется за счет:

молекулярной теплопроводности
излучения,
конвекции,
переноса тепла водой и паром

Молекулярная теплопроводность осуществляется путем передачи тепла от одной твердой частицы к другой в местах их контактов.

Такая передача происходит как между твердыми частицами, так и через разделяющую их воздушную или водную среду.

Тепловой поток, поступающий из земных недр к земной поверхности Q (Вт/м²), может быть определен по уравнению теплопроводности:

$$Q = -\lambda(dt/dz)$$

где

λ – коэффициент теплопроводности горной породы, численно равный количеству тепла в Дж, протекающему за 1 с через слой площадью 1 м² и толщиной 1 м, если разность температур обеих поверхностей слоя равна 1 К, Вт/(м К);

dt/dz – вертикальный градиент изменения температуры, К/м.

Знак минуса в уравнении свидетельствует о том, что тепловой поток течет в ту сторону, где температура меньше.

Коэффициент теплопроводности, характеризующий свойства вещества передавать тепло, для различных горных пород и составных частей почвы неодинаков.

магматические породы - $2-4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$,

осадочные – $0,3-5$ (в среднем $1,25 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$).

гранит $3,2-4,1 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$,

песчаник – $1,3-1,7 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$,

базальт – $1,3-2,8 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$,

известняк – $1,67 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

Средняя теплопроводность земной коры – $2,34 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

Для сравнения отметим, что коэффициент

теплопроводности серебра – 420 , меди – 390 , дерева – $0,14$

– $0,20 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

Молекулярная теплопроводность воды $0,592 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ (20°C).

Коэффициент теплопроводности неподвижного воздуха составляет всего $0,025 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

На основании 7000 (на 1982 г.) данных натуральных наблюдений определено, что среднее значение теплового потока из земных недр через всю поверхность Земли составляет около

$3,21 \cdot 10^{13}$ Вт, или $0,062$ Вт/м².

За год тепло этого потока составляет

$10,1 \cdot 10^{20}$ Дж,
что эквивалентно сжиганию $1,9 \cdot 10^{10}$ т нефти.

Среднее значение теплового потока для континентов равно $0,059$ Вт/м², а для океанов – $0,063$ Вт/м².

Тепловая эволюция Земли

Время существования Земли $t = 4,6 \cdot 10^9$ лет

Тепловой поток $Q = 3,21 \cdot 10^{13}$ Вт.

За год потери тепла с поверхности земного шара составляют $Q = 3,21 \cdot 10^{13} \cdot 365 \cdot 86 \cdot 400 = 10,1 \cdot 10^{20}$ Дж.

За время существования Земля потеряла тепла

$Q_t = 10,1 \cdot 10^{20} \cdot 4,6 \cdot 10^9 = 4,6 \cdot 10^{30}$ Дж.

Средняя теплоемкость Земли $c_z = 0,96 \cdot 10^3$ Дж/(кг*К), а масса $m = 5,98 \cdot 10^{24}$ кг.

За время существования Земли произошло ее остывание на Δt градусов, которые получим, поделив суммарную

теплотерю Земли на ее среднюю теплоемкость и массу

$\Delta t = Q_t / (c_z m)$.

Итого за 4,6 млрд лет Земля остыла на 800°C

Рассчитано, что «время остывания Земли» – примерно 10^{12}

лет, что более чем в 2000 раз превышает «время жизни

Земли», равное $4,6 \cdot 10^9$ лет.

Тепловой баланс Земли

Солнечная радиация является главным источником тепловой энергии почти для всех природных процессов, развивающихся в атмосфере, гидросфере и в верхних слоях коры.

Уравнение теплового баланса используется для выяснения закономерностей развития ряда важных геофизических процессов, протекающих под влиянием обмена и превращения энергии между геосферами и внутри их, для расчета нагревания и остывания суши и водной поверхности, испарения воды, таяния снега, нарастания льда и т. д.

При составлении теплового баланса учитываются все источники поступления и расходования тепла. При этом поступающие потоки тепла учитываются со знаком плюс, расходующиеся – со знаком минус.

При наличии исходных данных тепловой баланс можно рассчитать за любой промежуток времени – год, месяц, сутки.

Наиболее полно к настоящему времени исследован тепловой баланс системы «Земля – атмосфера» (т. е. Земли как планеты)

Уравнение теплового баланса системы «Земля – атмосфера»

$$S_0 - S_{0a} - S_{op} - E_a - E_s = \pm \Delta S_z$$

S_0 - тепло, которое поступает на верхнюю границу атмосферы от солнечной радиации;

S_{0a} – тепло с уходящей в мировое пространство коротковолновой радиацией, отразившейся от атмосферы.

$S_{0п}$ – тепло с уходящей в мировое пространство коротковолновой радиацией, отразившейся от поверхности Земли.

E_z – тепло с уходящей в мировое пространство за счет эффективного излучения земной поверхностью длинноволновой радиации

E_a – тепло с уходящей в мировое пространство за счет эффективного излучения атмосферы

ΔS_z – изменение теплосодержания системы «атмосфера – Земля за период времени Δt

$$S_0 = 10,66 \cdot 10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год});$$

Альbedo Земли = 33 % (26% - отражение от облаков + 7 % отражение от поверхности)

$$S_{\text{oa}} = 0,26 \cdot 10,66 \cdot 10^9 = 2,77 \cdot 10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год}).$$

$$S_{\text{оп}} = 0,07 \cdot 10,66 \cdot 10^9 = 0,75 \cdot 10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})..$$

Согласно закону Стефана – Больцмана интенсивность излучения зависит от температуры тела и его лучеиспускательной способности $E = \beta \sigma T^4$

где E – интенсивность излучения, или собственное излучение, Вт/м²;

β – лучеиспускательная способность тела относительно абсолютно черного тела, для которого $\beta = 1$;

σ – постоянная Стефана – Больцмана, равная $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴);

T – абсолютная температура тела.

Эффективное длинноволновое излучение с поверхности Земли

$$E_{\text{э}} = E_z - E_{\text{за}}$$

- разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы

$$E_{\text{э}} = 1,62 \cdot 10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год}).$$

Длинноволновое излучение атмосферы:

$$E_{\text{а}} = 5,54 \cdot 10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год}).$$

Итого,

$$\Delta S_{\text{з}} = 10,66 - 2,75 - 0,75 - 1,62 - 5,54 = 0$$

Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько получает, и, следовательно, находится в состоянии **радиационного равновесия**

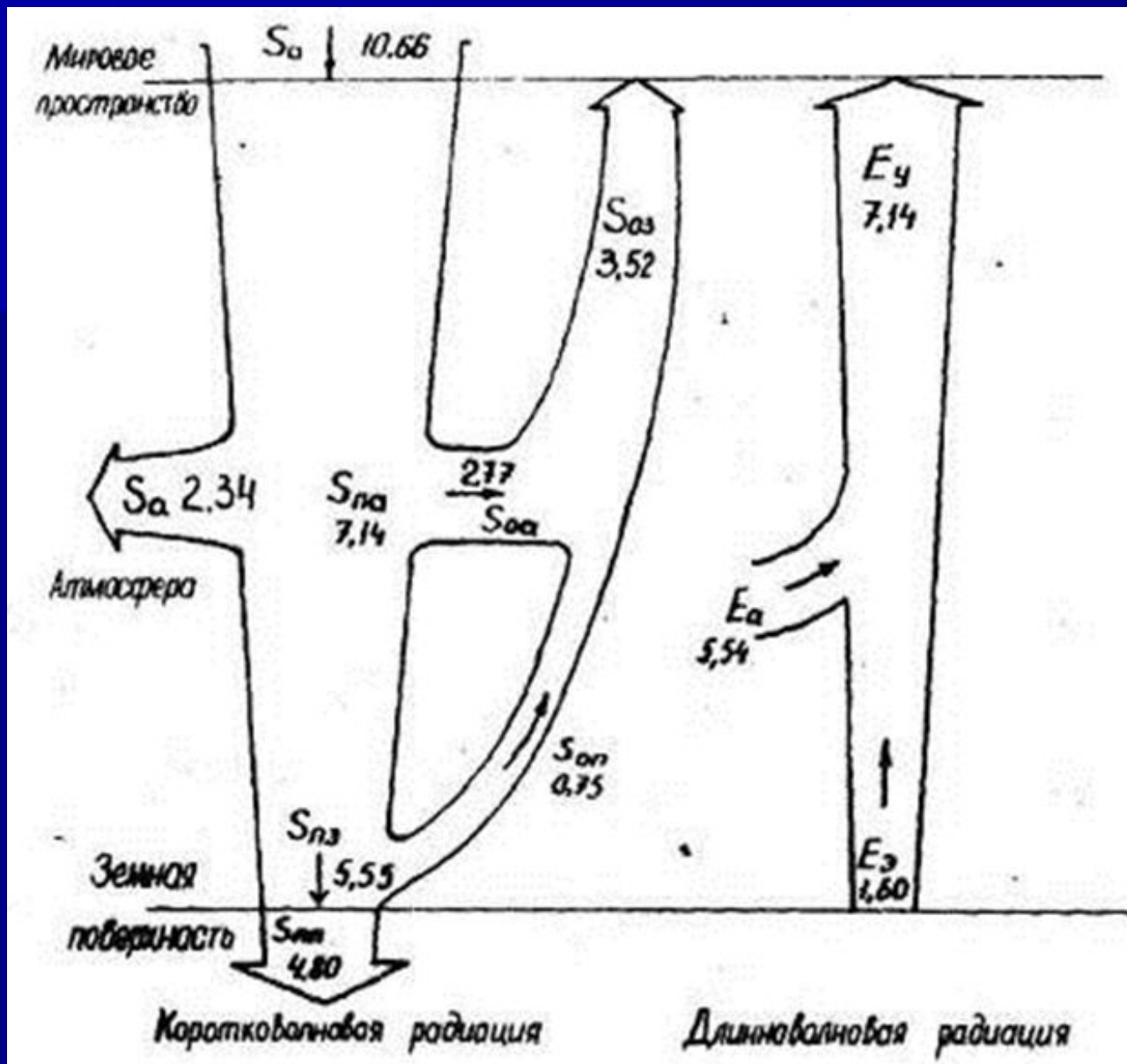


Рис. Тепловой баланс Земли, $10^9 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \text{ год})$