

• 4. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ НА ЗЕМЛЕ

- 1. Понятие «солнечная радиация».
Интенсивность солнечной радиации,
солнечная постоянная.**
- 2. Солнечная радиация у верхней границы
атмосферы.**
- 3. Солнечная радиация в атмосфере (прямая,
рассеянная, суммарная).**
- 4. Солнечная радиация у земной поверхности
(альbedo, встречное, земное и эффективное
излучение).**
- 5. Радиационный режим атмосферы и
поверхности Земли.**
- 6. Тепловой баланс.**

- **1. Понятие «солнечная радиация». Интенсивность солнечной радиации, солнечная постоянная.**
- Земля вращается в потоке солнечных лучей. И хотя к ней приходит лишь одна двухмиллиардная часть всего солнечного излучения, это составляет $1,36 \times 10^{24}$ кал в год. Для сравнения: лучистая энергия звезд составляет одну стомиллионную долю поступающей солнечной энергии, космические излучения – две миллиардных доли, внутреннее тепло Земли у ее поверхности равно одной тысячной доли солнечного тепла.
- Таким образом, электромагнитное излучение Солнца – солнечная радиация – основной источник энергии процессов, совершающихся в географической оболочке. Эта радиация состоит из видимой (46%) и невидимой (54%).
- За единицу измерения интенсивности солнечной радиации принимается количество калорий тепла, поглощенное 1 см^2 абсолютно черной поверхности, перпендикулярной направлению солнечных лучей, за 1 мин ($\text{кал}/\text{см}^2 \times \text{мин}$).

Хромосфера
14000км

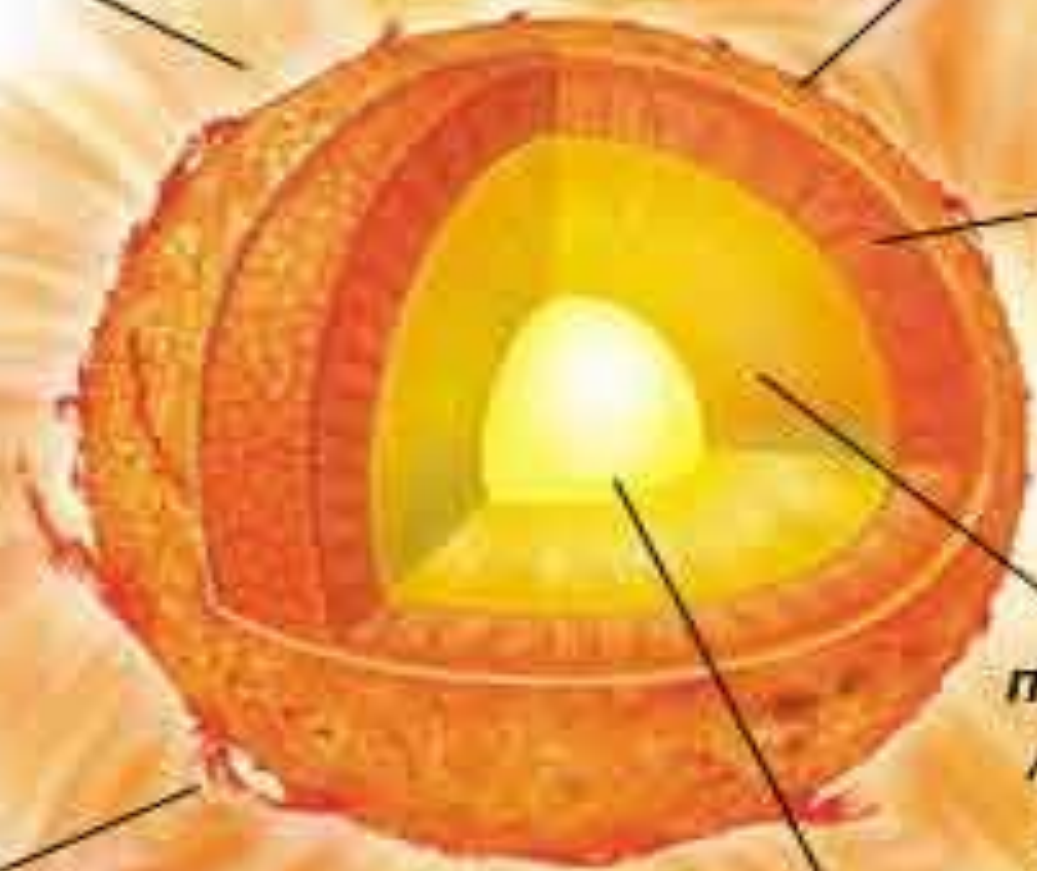
Фотосфера
300 км

**Зона
конвекции**

**Зона
переноса
лучистой
энергии**

**Зона ядерных
реакций**

Протуберанец



ЛУЧ И Н О Р О Н Ы

Протуберанец

Хромосфера
14 000 км

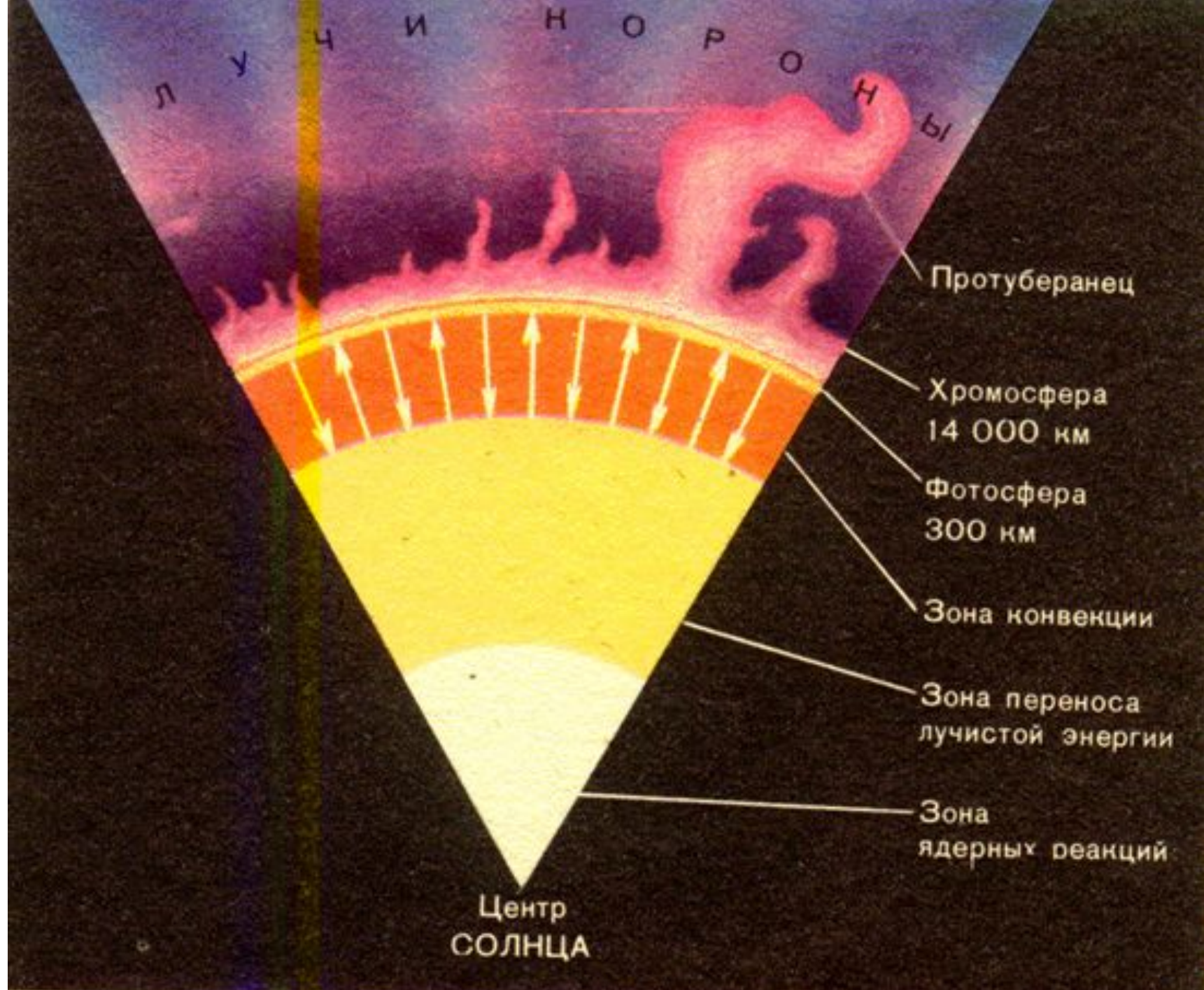
Фотосфера
300 км

Зона конвекции

Зона переноса
лучистой энергии

Зона
ядерных реакций

Центр
СОЛНЦА



- Поток лучистой энергии Солнца, подходящий к земной атмосфере, отличается большим постоянством. Его интенсивность называют солнечной постоянной (I_0) и принимают равной $1,98 \text{ ккал/см}^2 \times \text{мин}$.
- В зависимости от изменений в течение года расстояния от Земли до Солнца, солнечная постоянная колеблется: к началу января она увеличивается, к началу июля – уменьшается. Годовые колебания солнечной постоянной составляют около 3,5%. На каждый 1 см^2 земной поверхности приходится около 260 ккал в год. Количество солнечной радиации, поступающей на участок земной поверхности зависит, от угла падения солнечных лучей. Чем меньше угол падения лучей, тем меньше интенсивность солнечной радиации.
- Количество солнечной радиации, получаемое поверхностью, находится в прямой зависимости от

- ❑ Все существующие на Земле запасы каменного угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к Земле.
- ❑ За 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение 1 года.

СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ (S_0) - суммарный поток солнечного излучения, проходящий через единичную площадку, перпендикулярную направлению лучей и находящуюся вне земной атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца $r=1$ а. е. ($149.6 \cdot 10^9$ м).

$$S_0 \approx 1367 \text{ Вт/м}^2$$

$\Delta S_0 < 0.01\%$ – солнечные пятна

$\Delta S_0 < 0.1\%$ – 11 – летний цикл

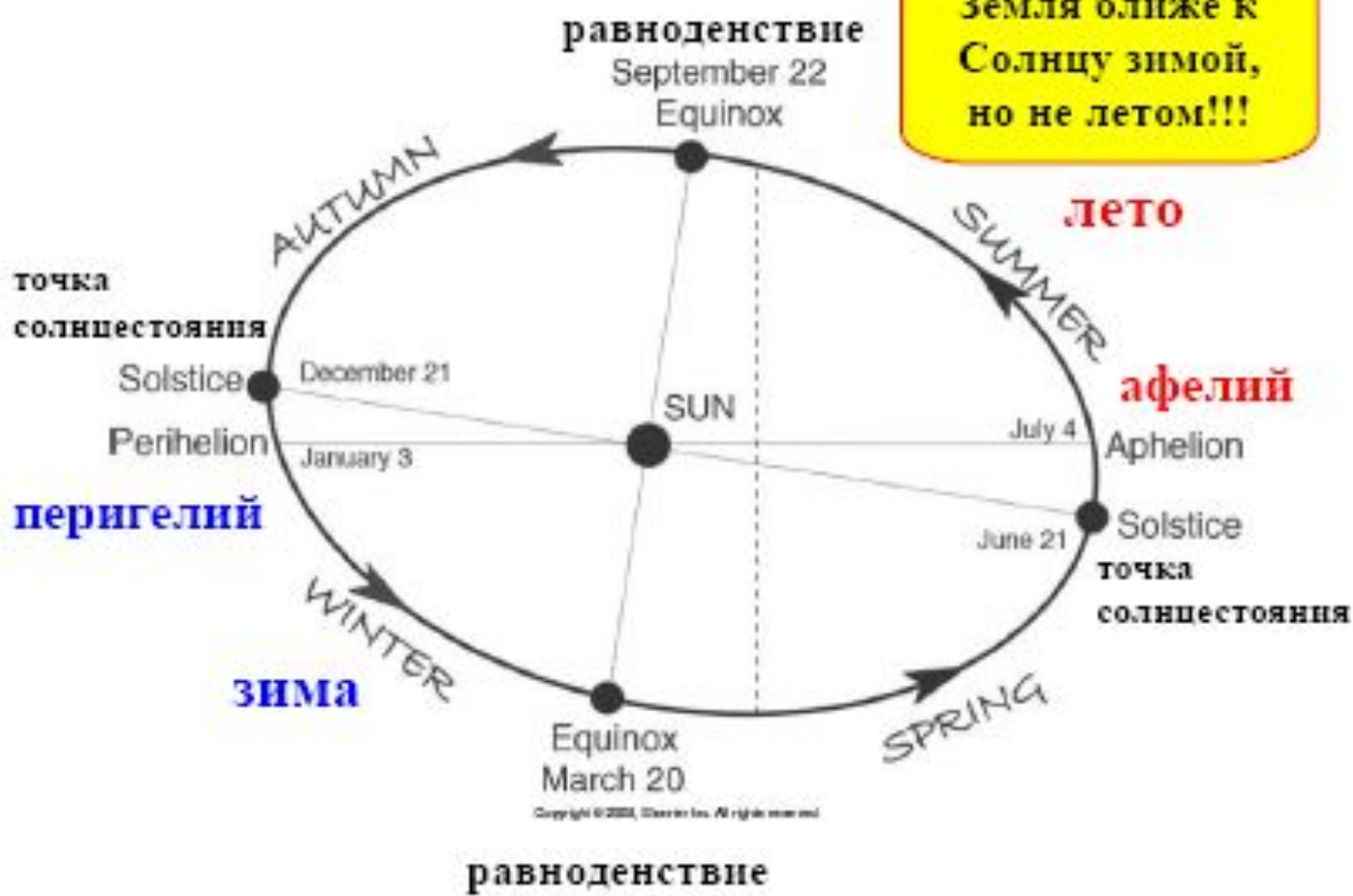
Тепловой поток
из недр Земли
 $Q \sim 0.1 \text{ Вт/м}^2$

меняет глобальную температуру Земли на 0.1К

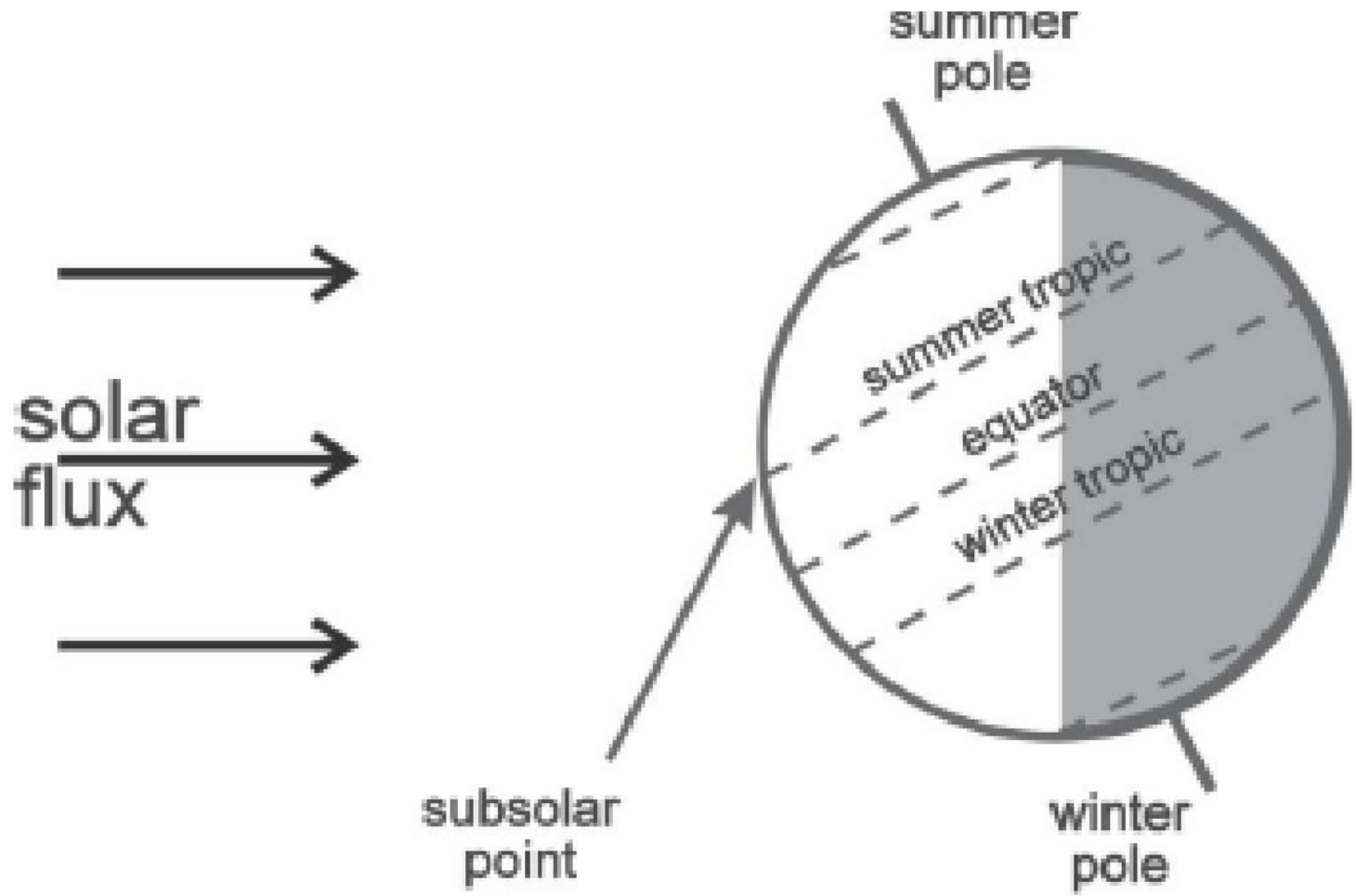
- **2. Солнечная радиация у верхней границы атмосферы.**
- В экваториальном поясе (вне атмосферы) количество солнечного тепла в течение года не испытывает больших колебаний, а в высоких широтах эти колебания велики. В зимний период в приходе солнечного тепла между высокими и низкими широтами особенно значительны. В летний период, в условиях непрерывного освещения, полярные районы получают максимальное на Земле количество солнечного тепла за сутки. Это количество в день летнего солнцестояния в северном полушарии на 36% превосходит суточные суммы тепла на экваторе. Но так как продолжительность дня на экваторе не 24 часа, как в это время на полюсе, а 12 часов, количество солнечной радиации на единицу времени на экваторе остается наибольшим. Летний максимум суточной суммы солнечного тепла, наблюдаемый около 40 – 50° широты, связан с тем, что здесь при значительной высоте Солнца сравнительно большая продолжительность дня (больше, чем на экваторе). Различия в количестве тепла, получаемого экваториальными и полярными районами, летом меньше, чем зимой.

- В южное полушарие в летний для него период поступает больше тепла, чем летом в северное полушарие. Зимой картина обратная: южное полушарие получает меньше солнечного тепла, чем северное. Причиной служит изменение расстояния Земли до Солнца. Если бы поверхность обоих полушарий была совершенно однородной, годовые амплитуды колебания температуры в южном полушарии были бы больше, чем в северном.

Земля ближе к Солнцу зимой, но не летом!!!



Copyright © 2003, Starry Inc. All rights reserved.

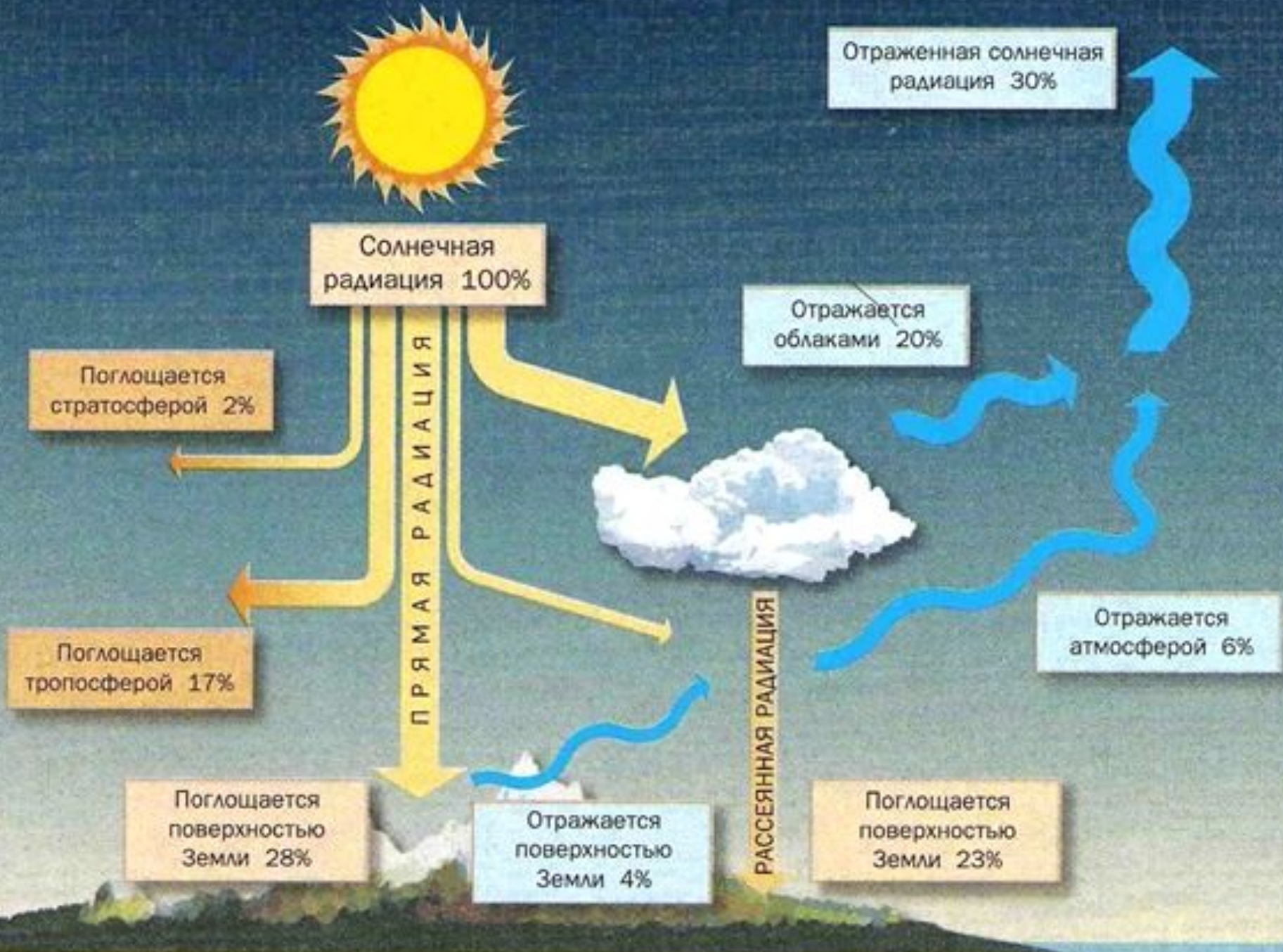


Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

- **3. Солнечная радиация в атмосфере (прямая, рассеянная, суммарная).**
- Солнечная радиация, попадая в атмосферу, претерпевает количественные и качественные изменения.
- Даже идеальная (сухая и чистая) атмосфера поглощает и рассеивает солнечные лучи, уменьшая интенсивность солнечной радиации. Ослабляющее влияние на солнечную радиацию реальной атмосферы, содержащей водяные пары и твердые примеси, значительно больше, чем идеальной.
- Атмосфера поглощает всего 15 – 20% пришедшей к Земле солнечной радиации, в основном инфракрасной. Поглотителями служат водяной пар, аэрозоли, озон.
- Около 25% солнечной радиации рассеивается атмосферой. Молекулы газов рассеивают коротковолновые лучи (от этого цвет неба голубой). Примеси (пылинки, кристаллики и капельки) рассеивают более длинноволновые лучи (белесоватый оттенок). Благодаря рассеянию и отражению солнечных лучей атмосферой существует дневное освещение в пасмурные дни, видны предметы в тени, возникает явление сумерек.

- **Фактор мутности** – отношение прозрачности реальной атмосферы к прозрачности идеальной, определяется содержанием в атмосфере водяного пара и пыли и всегда больше единицы.
- С увеличением географической широты фактор мутности уменьшается: на широтах от 00 до 200 с.ш. он в среднем равен 4,6, на широтах от 400 до 500 с.ш. – 3,5, на широтах от 500 до 600 с.ш. – 2,8 и на широтах от 600 до 800 с.ш. – 2,0. В умеренных широтах фактор мутности зимой меньше, чем летом, утром меньше, чем днем. С высотой он убывает. Чем больше фактор мутности, тем больше ослабление солнечной радиации в атмосфере.
- Часть солнечной радиации, проникнувшая через атмосферу к земной поверхности не рассеявшись, представляет собой **прямую радиацию**. Часть радиации, рассеиваемая атмосферой, превращается в **рассеянную радиацию**. Вся солнечная радиация, поступающая на земную поверхность: прямая + рассеянная называется **суммарной радиацией**.





Распределение солнечной радиации между Землей и атмосферой

Виды радиации:

Прямая радиация.

В ясный безоблачный день солнечное тепло и свет приходят к земной поверхности именно в виде прямой радиации.

Рассеянная радиация.

В пасмурный день солнца на небе не видно, но зато мягко светится весь небесный свод, это рассеянная радиация.

Отражённая радиация

Суммарная радиация.

Излучения, которые достигают земную поверхность в виде суммы прямой и рассеянной радиации называется суммарной радиацией.

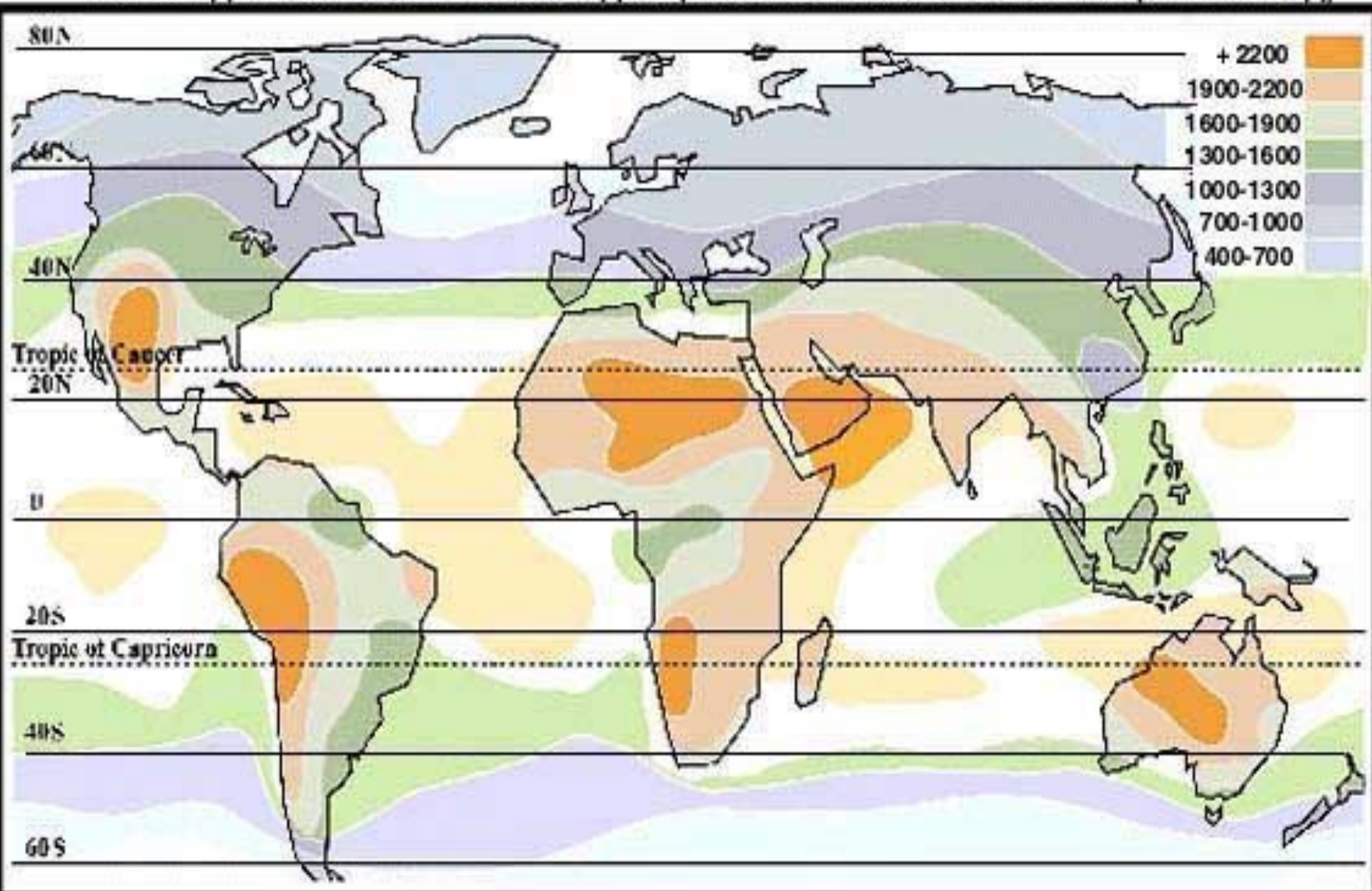
Поглощённая радиация.

Часть солнечной энергии, которая идёт на нагрев земной поверхности, называется поглощённая радиация.



- Соотношение между прямой и рассеянной радиацией меняется в значительных пределах в зависимости от облачности, запыленности атмосферы, а также от высоты Солнца. При облачном небе рассеянная радиация может быть больше прямой. При малой высоте Солнца суммарная радиация почти полностью состоит из рассеянной. При высоте Солнца 500 и при ясном небе рассеянная радиация не превышает 10 – 20%.
- Распределение на Земле суммарной радиации позволяют проследить карты средних годовых и месячных ее величин. Наибольшее годовое количество суммарной радиации получает поверхность тропических внутриконтинентальных пустынь (Восточная Сахара и центральная часть Аравии). К экватору суммарная радиация снижается до 120 – 160 ккал/см² в год вследствие высокой влажности воздуха и большой облачности. В умеренных широтах поверхность получает 80 – 100 ккал/см² в год, в Арктике – 60 – 70 , а в Антарктиде, при частой повторяемости ясных дней и большой прозрачности атмосферы, - 100 – 120 ккал/см² в год. Распределение суммарной радиации по земной поверхности имеет зональный характер.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ (кВтч/м²/ГОД)



60°

20°

40°

60°

80°

100°

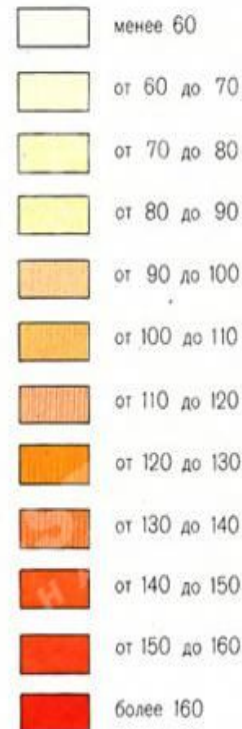
120°

к востоку от Гринвича 180° и западу от Гринвича

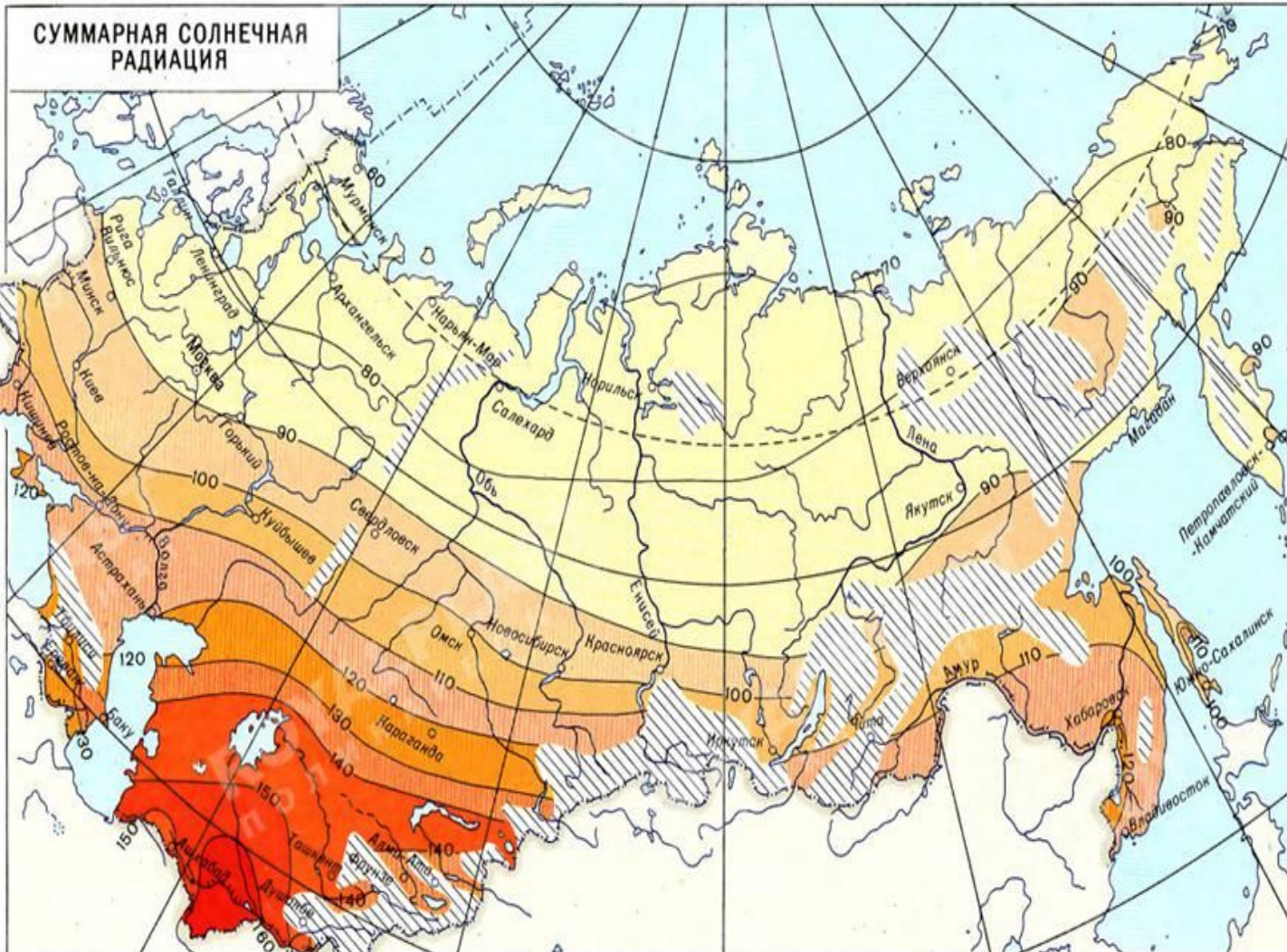
60°

СУММАРНАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

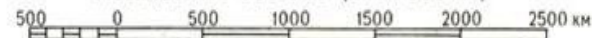
СУММАРНАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ НА ГОРИЗОНТАЛЬНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ В КИЛОКАЛОРИЯХ НА КВ.СМ В ГОД



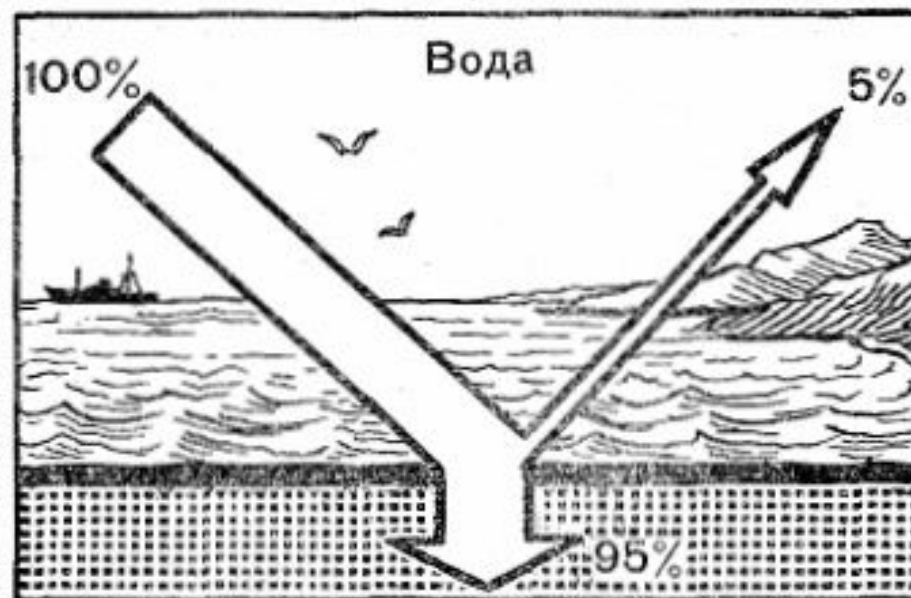
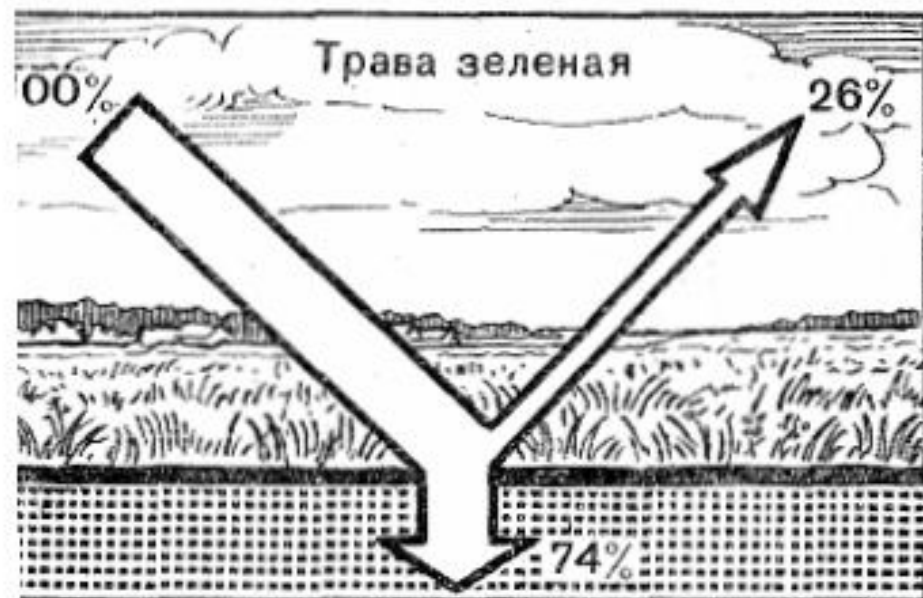
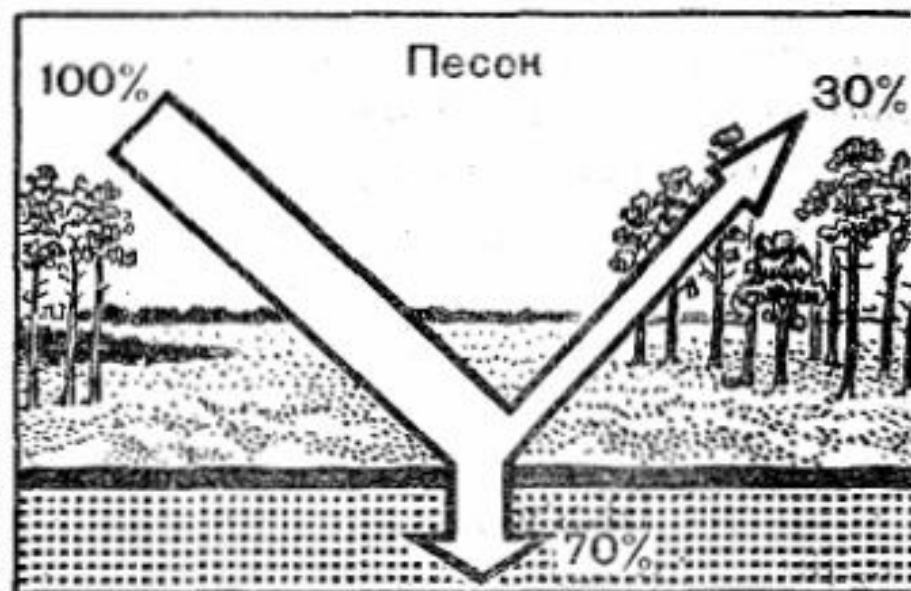
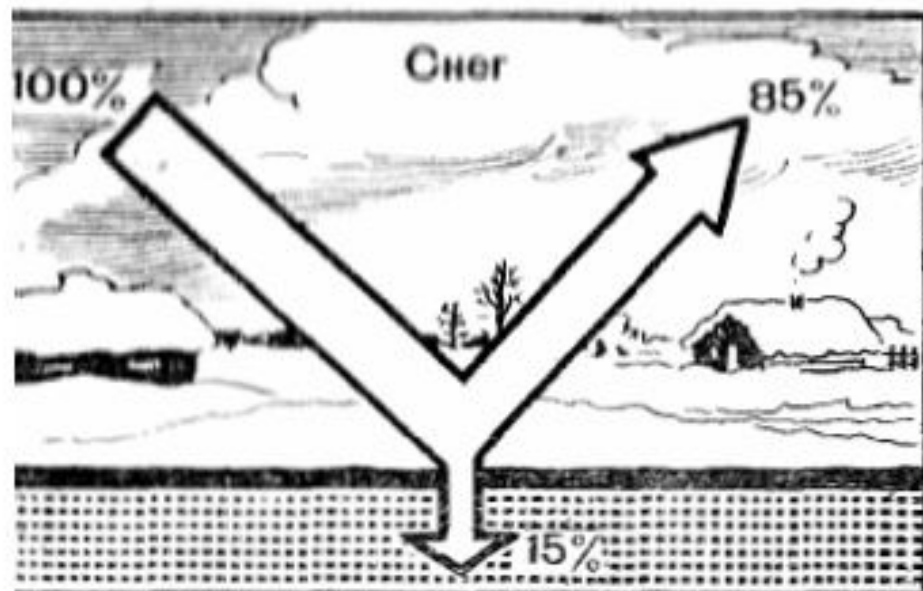
Горные области, для которых величины суммарной радиации не определены



Масштаб 1:50 000 000 (в 1см 500 км)



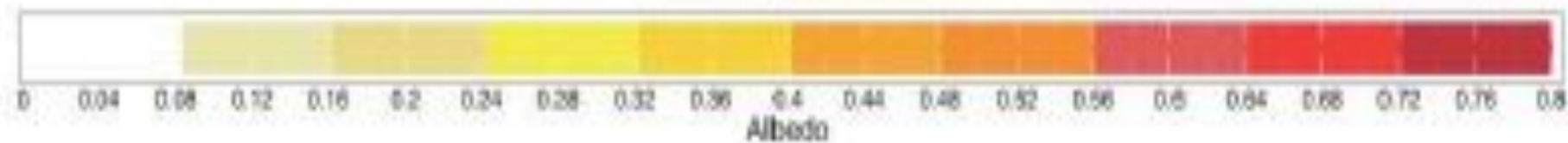
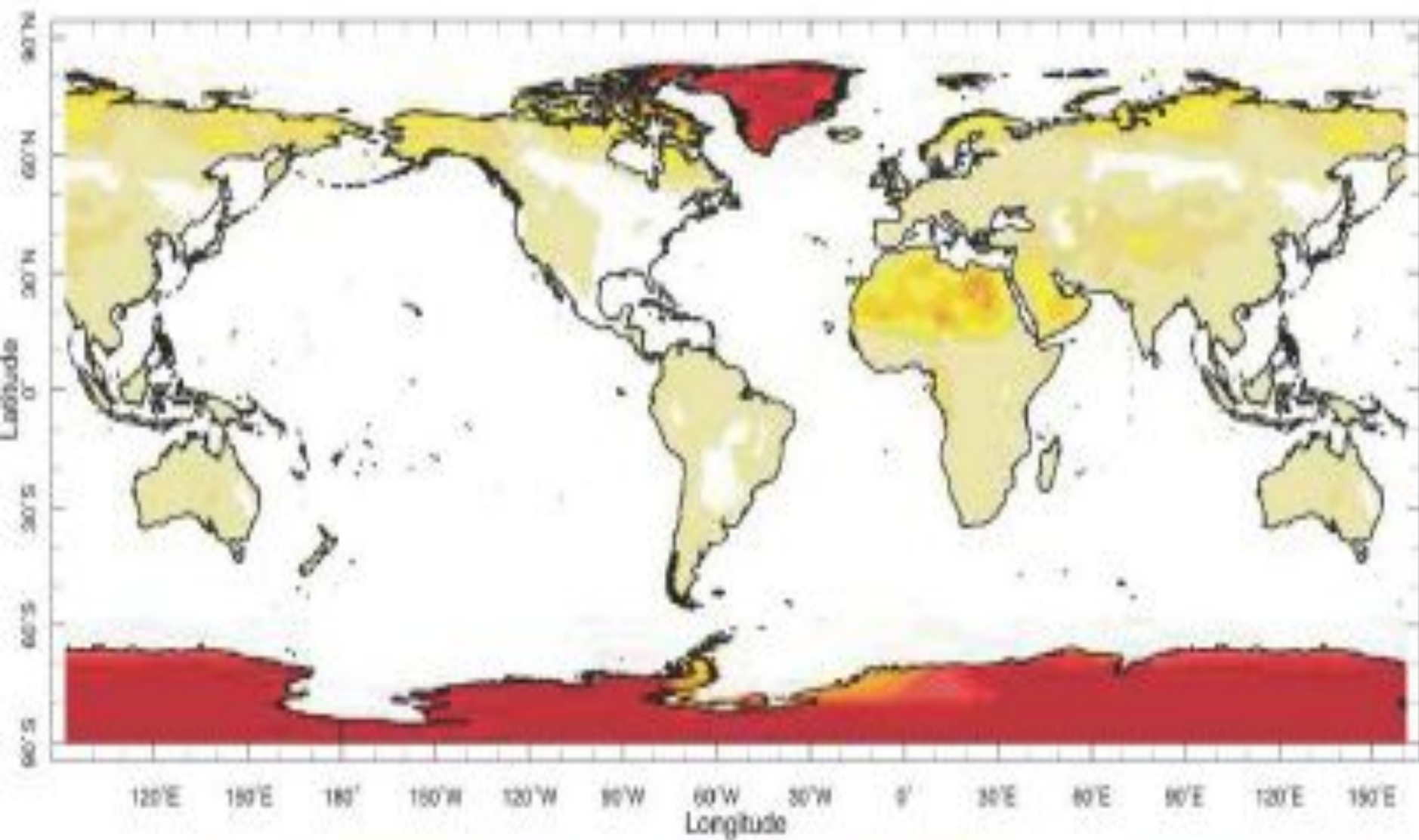
- **4. Солнечная радиация у земной поверхности (альbedo, встречное, земное и эффективное излучение).**
- **Альbedo.** Суммарная солнечная радиация, попадая на поверхность, частично отражается обратно в атмосферу. Отношение количества радиации, отраженной от поверхности к количеству падающей на эту поверхность, называется альbedo. Альbedo характеризует отражательную способность поверхности и выражается дробью или в процентах. Альbedo земной поверхности зависит от ее свойств и состояния: цвета, влажности и др. Наибольшей отражательной способностью обладает свежеснеговывпавший снег – до 0,90. Альbedo поверхности песчаной пустыни – от 0,09 до 0,34 (в зависимости от цвета и влажности), поверхности глинистой пустыни – 0,30, луга со свежей травой – 0,22, с сухой травой – 0,16–0,27, леса лиственного – 0,16–0,27, леса хвойного – 0,06–0,19. Отражательная способность спокойной водной глади при отвесном падении солнечных лучей – 0,02 при низком стоянии Солнца над горизонтом –



Альbedo различных поверхностей (%)

Океан	2-10
Леса	6-18
Города	14-18
Трава	7-25
Почва	10-20
Пустыня (песок)	35-45
Лед	20-70
Облака	30-70
Снег (старый)	40-60
Снег (свежий)	75-95

Surface Albedo



- Чистая атмосфера отражает около 0,10 солнечной радиации. Большое альbedo поверхности полярных льдов, покрытых снегом, - одна из причин низких температур в полярных районах. Альbedo Земли как планеты очень сложно, так как поверхность ее очень разнообразна. Большое значение имеет облачность. Альbedo облаков – от 0,50 до 0,80. Величину альbedo Земли как планеты принимают равной 0,35.
- **Излучение.** Всякое тело, обладающее температурой выше абсолютного нуля ($- 2730\text{C}$), испускает лучистую энергию. Полная лучеиспускательная способность абсолютно черного тела прямо пропорционально четвертой степени его абсолютной температуры (T).
- Чем выше температура излучающего тела, тем короче длина волн испускаемых им лучей. Раскаленное Солнце посылает в пространство коротковолновую радиацию. Земная поверхность, поглощая коротковолновую солнечную радиацию, нагревается и также становится источником излучения (источником земной радиации). Но так как температура земной поверхности не превышает нескольких десятков градусов, ее излучение длинноволновое, невидимое.



ПОТОКИ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ

- Суммарная солнечная радиация = прямая солнечная радиация + рассеянная радиация
- Отраженная радиация (солнечная радиация, отраженная земной поверхностью и атмосферой)
- Земное излучение (земная радиация)
- Излучение атмосферы = противоизлучение атмосферы (излучение, направленное к земной поверхности) + уходящее излучение (направленное в мировое пространство)

- Атмосфера, поглощая часть проходящей через нее солнечной радиации и больше половины земной, сама излучает энергию и в мировое пространство и к земной поверхности. Атмосферное излучение, направленное к земной поверхности, навстречу земному, называется **встречным излучением**. Встречным оно называется потому, что направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Это излучение, как и земное, длинноволновое, невидимое. Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90 – 99%). Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами являются источником излучения. С высотой встречное излучение уменьшается вследствие уменьшения содержания водяного пара. Наибольшее встречное излучение у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром.

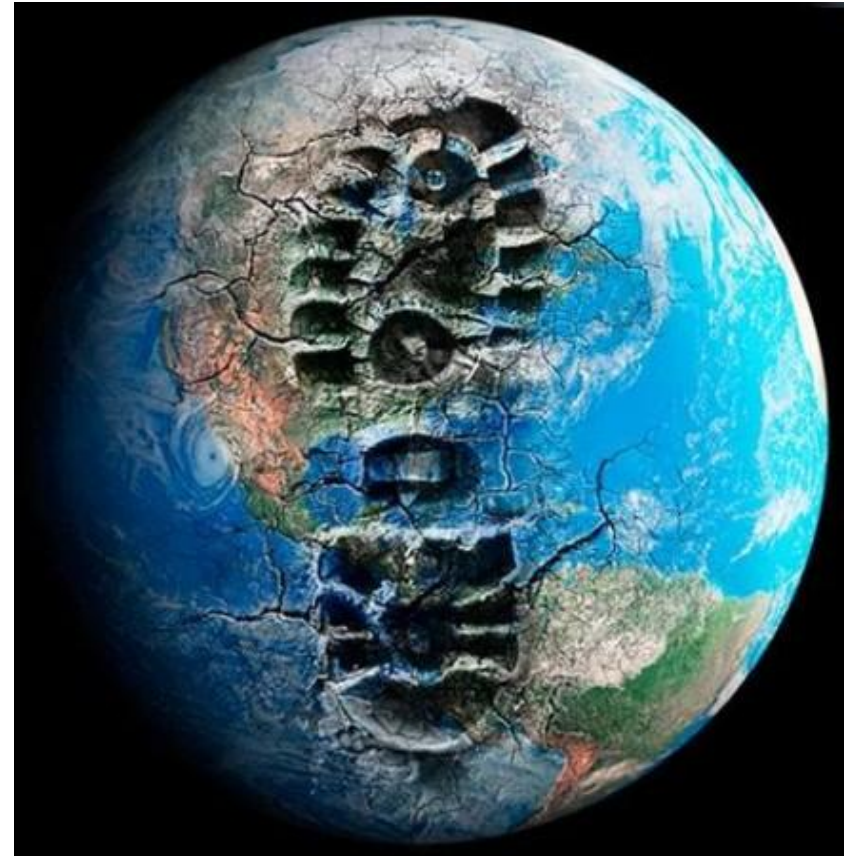


- В атмосфере встречаются два потока длинноволновой радиации – излучение поверхности и излучение атмосферы. Разность между ними, определяющая фактическую потерю тепла земной поверхностью, называется **эффективным излучением**. Эффективное излучение тем больше, чем выше температура излучающей поверхности. Влажность воздуха уменьшает эффективное излучение, сильно снижают его облака.
- Наибольшее значение годовых сумм эффективного излучения наблюдается в тропических пустынях (80 ккал/см² в год) благодаря высокой температуре поверхности, сухости воздуха и ясности неба. На экваторе при большой влажности воздуха эффективное излучение составляет всего около 30 ккал/см² в год, причем величина его для суши и для океана мало различается. В умеренных широтах земная поверхность теряет почти половину того количества тепла, которое она получает от поглощения суммарной радиации. В целом для Земли

- Способность атмосферы пропускать коротковолновое излучение Солнца (прямую и рассеянную радиацию) и задерживать длинноволновое тепловое излучение Земли называют **парниковым эффектом**. Средняя температура земной поверхности около +15°C, а при отсутствии атмосферы она была бы на 21 – 36°C ниже.

Что такое парниковый эффект?

- Это предполагаемое потепление климата, повышение среднегодовой температуры на Земле, в результате накопления в атмосфере "парниковых газов", пропускающих кратковременные солнечные лучи и препятствующие тепловому, длинноволновому излучению с поверхности Земли.



Энергия, излучаемая снизу

Энергия, отраженная атмосферой

ЭНЕРГИЯ ОТ СОЛНЦА

Теплота, удерживаемая углекислым газом в атмосфере

ТЕПЛОТА

Тепло, излучаемое землей

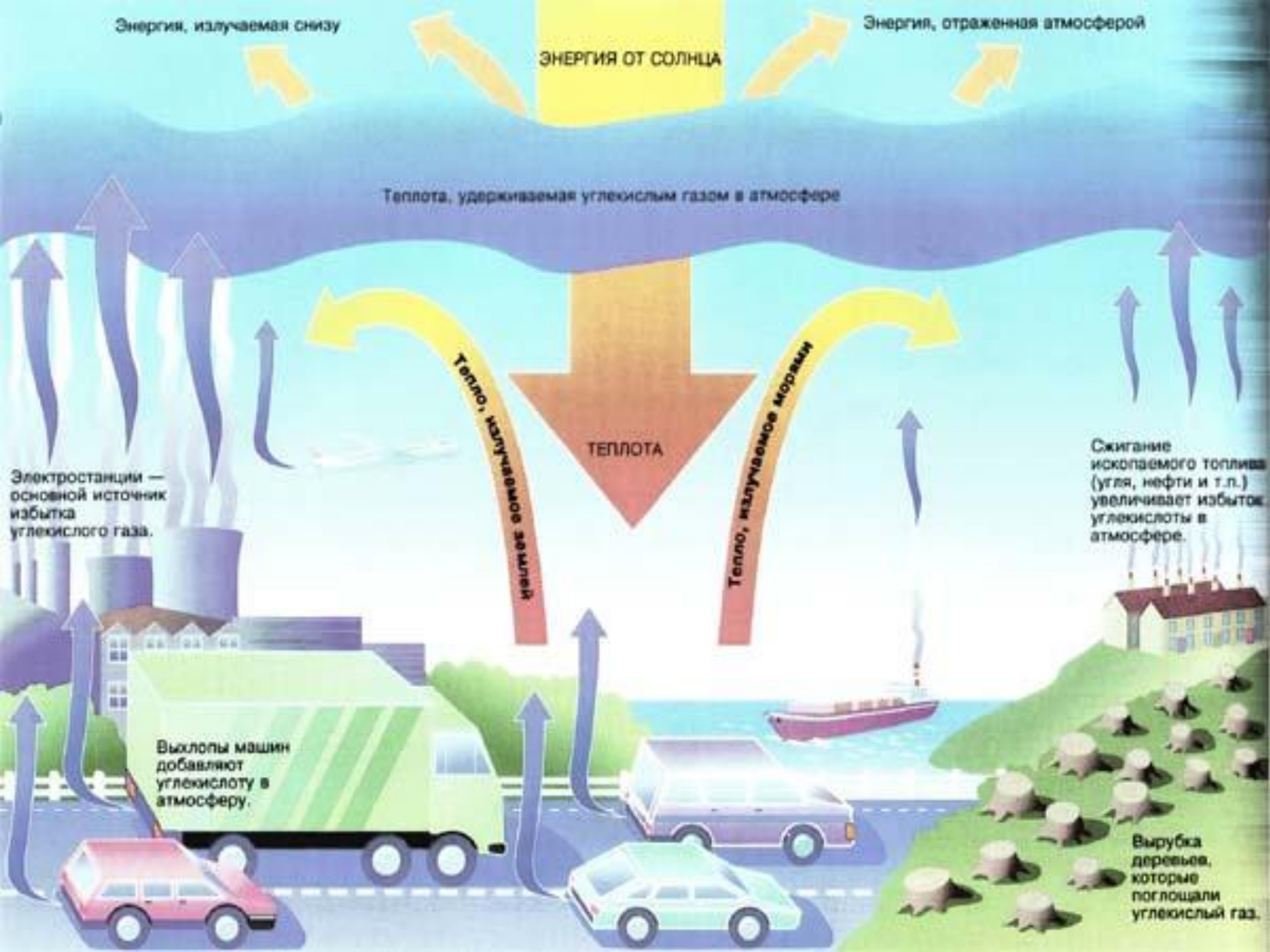
Тепло, излучаемое морями

Электростанции —
основной источник
избытка
углекислого газа.

Сжигание
ископаемого топлива
(угля, нефти и т.п.)
увеличивает избыток
углекислоты в
атмосфере.

Выхлопы машин
добавляют
углекислоту в
атмосферу.

Вырубка
деревьев,
которые
поглощали
углекислый газ.

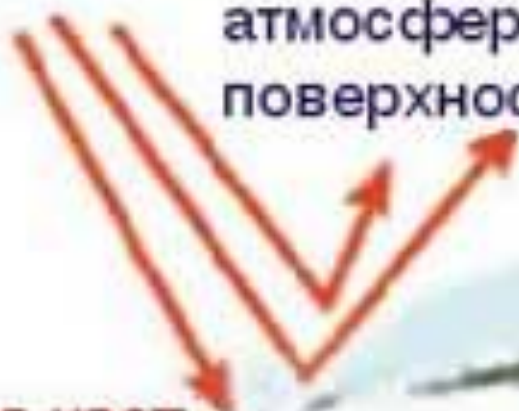


Парниковый эффект

Часть излучения проходит сквозь атмосферу, а часть поглощается и переизлучается молекулами парниковых газов



Часть солнечного излучения отражается атмосферой и земной поверхностью



Большая часть солнечного излучения поглощается и нагревает поверхность Земли

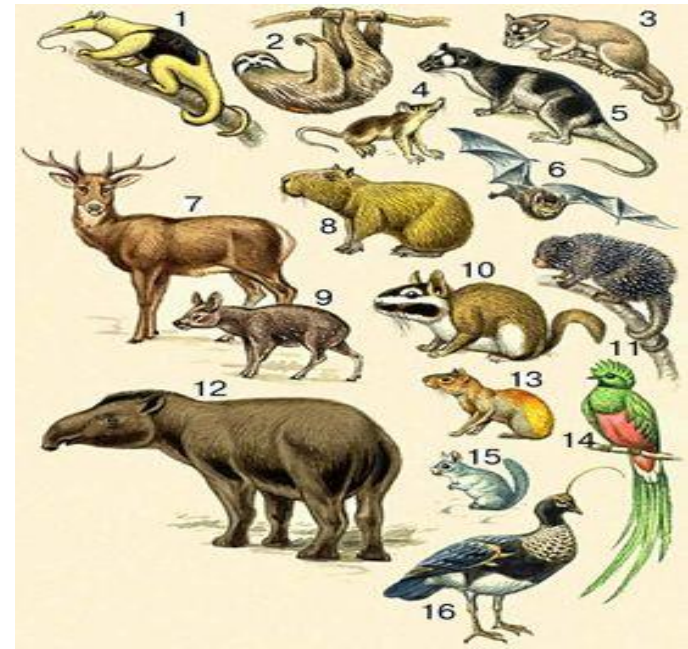


Тепловое излучение земли частично уходит за пределы атмосферы



Отрицательные последствия парникового эффекта для органического мира

- В засушливых районах дожди станут еще более редкими и они превратятся в пустыни в результате чего людям и животным придется их покинуть.
- Если температура на Земле повысится, многие животные не смогут адаптироваться к климатическим изменениям



Сократятся жилые земли, вследствие затопления участков суши, потому что

- а) вода, нагреваясь становится менее плотной и расширяется, расширение морской воды приведет к общему повышению уровня моря;

- б) повышение температуры может растопить часть многолетних льдов, покрывающих некоторые районы суши, например, Антарктиду или высокие горные цепи.



- Многие растения погибнут от недостатка влаги и животным придется переселиться в другие места в поисках пищи и воды.
- Если повышение температуры приведет к гибели многих растений, то вслед за ними вымрут и многие виды животных.



- Урожай основных культур может быть снижен вследствие болезней, вызванных вредными насекомыми, поскольку повышение температуры ускорит их размножение.
- Почвы в некоторых областях окажутся малопригодными для выращивания основных культур. Глобальное потепление ускорило бы, вероятно, разложение органического вещества в почвах, что привело бы к дополнительному поступлению в атмосферу диоксида углерода и метана и ускорило парниковый эффект.





Положительные последствия парникового эффекта

- увеличение продолжительности вегетационного сезона в средних и высоких широтах.
- Увеличение концентрации диоксида углерода может ускорить фотосинтез.

Решение проблемы парникового эффекта



- Восстановления почвенного и растительного покрова с максимальными запасами органического вещества.
- Замена ископаемого топлива другими источниками энергии - экологически безвредными, не требующими расхода кислорода.
- Использование водной и ветровой энергии.
- Борьба с сокращением растительного покрова Земли (т.к. многие растения очищают воздух от парниковых газов).

5. Радиационный режим атмосферы и поверхности Земли.

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют радиационным балансом или остаточной радиацией. В приходную часть баланса входят прямая радиация, рассеянная, т.е. суммарная. В расходную часть – альbedo поверхности и ее эффективное излучение.

- Радиационный баланс земной поверхности за год положителен для всей Земли, за исключением ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это значит, что годовой приток поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время.
- Ночью на всех широтах радиационный баланс поверхности отрицателен, днем до полудня – положителен (кроме высоких широт зимой), после полудня снова отрицателен.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

- Радиационный баланс земной поверхности – разность между поглощенной суммарной радиацией и эффективным излучением земной поверхности:

$$R = (Q + q)(1 - r) + B_a - B_0, \text{ где}$$

- R – радиационный баланс земной поверхности
- Q – поток прямой радиации
- q – поток рассеянной радиации
- r – альbedo земной поверхности
- B_a – поглощенная часть противоизлучения атмосферы
- B_0 – собственное излучение земной поверхности

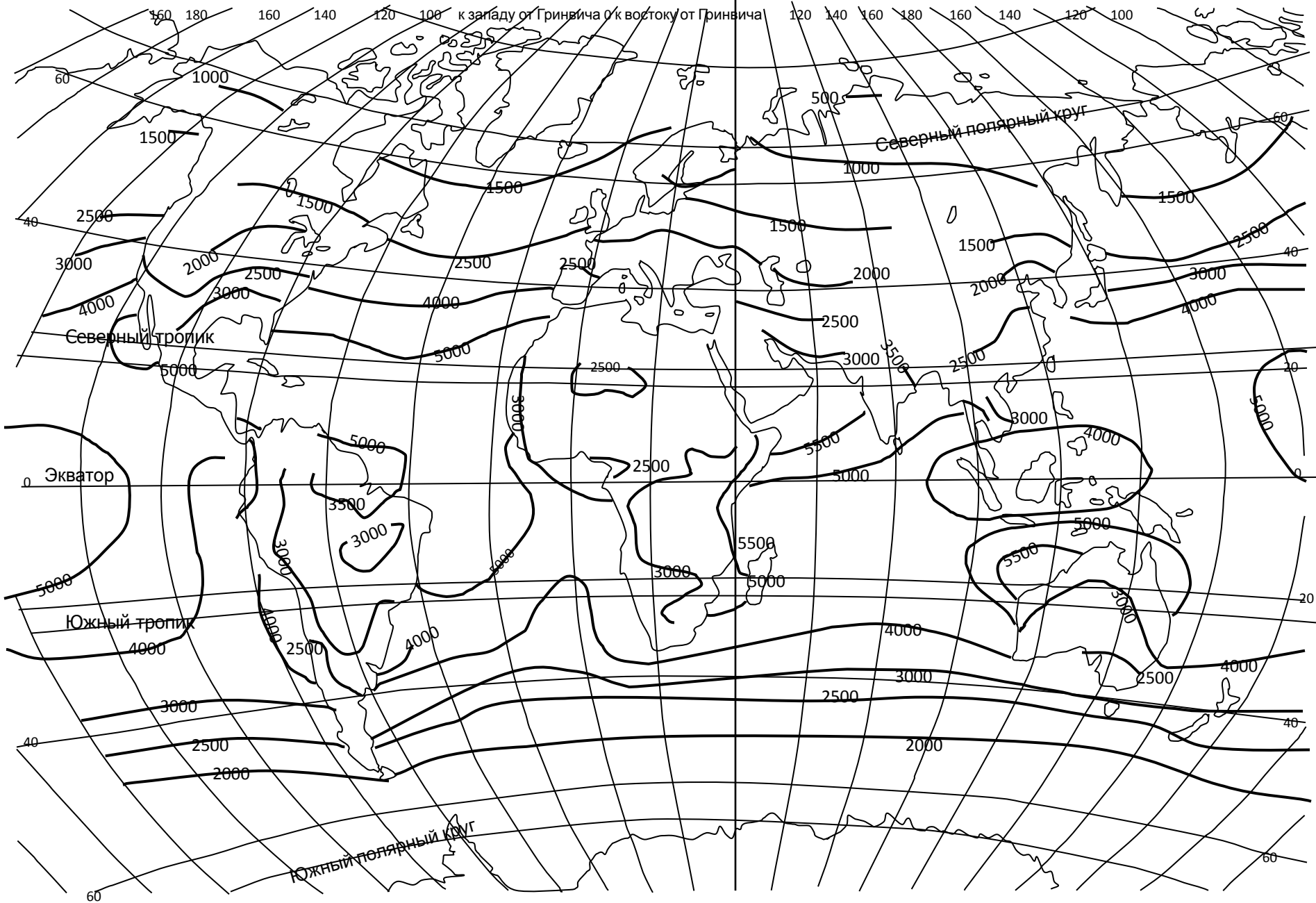
РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ

- Радиационный баланс атмосферы – алгебраическая сумма потоков радиации, поглощаемой и излучаемой атмосферой:

$$R_a = B' + Q_{\eta} + U_{\infty}, \text{ где}$$

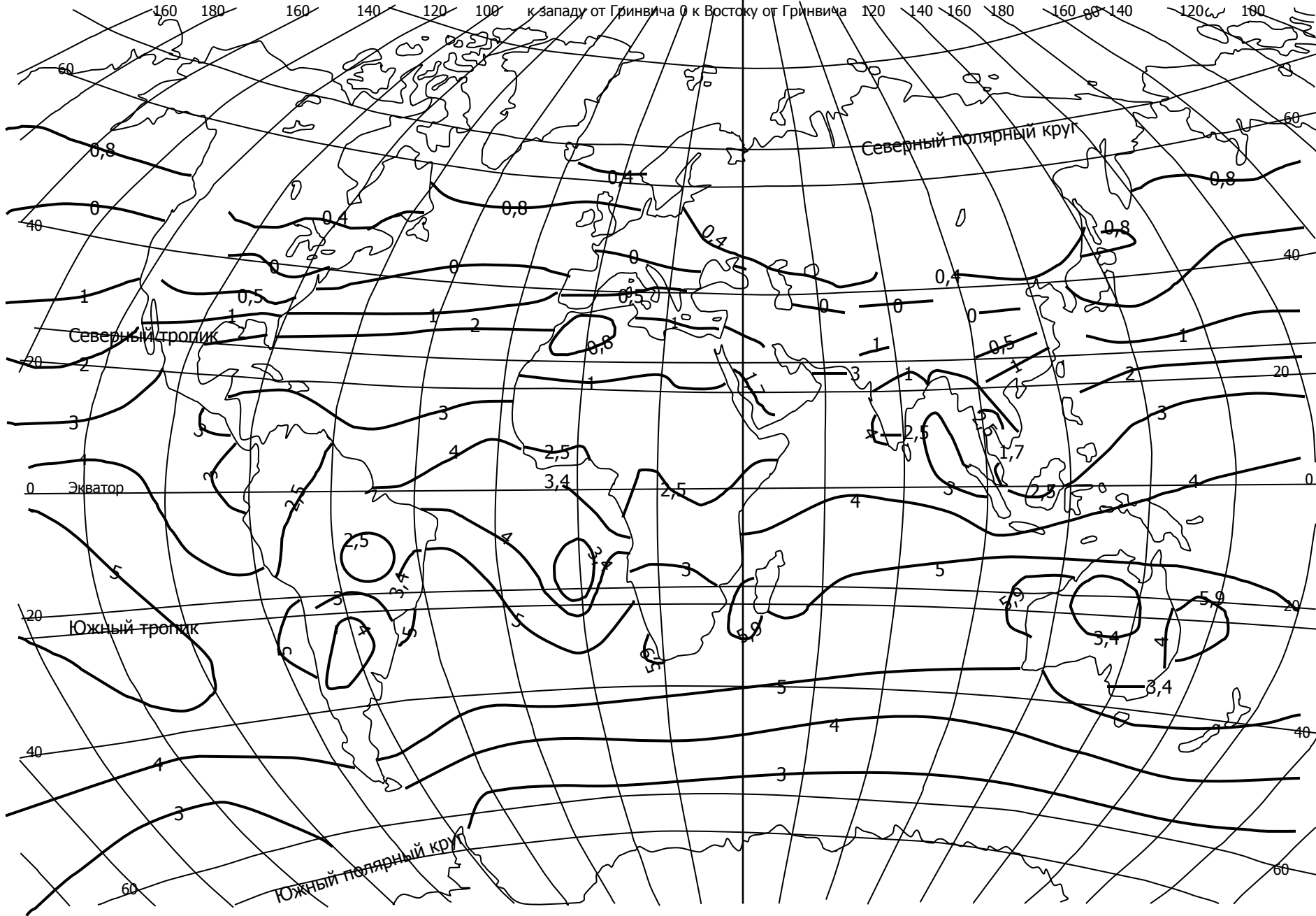
- R_a - радиационный баланс атмосферы
- B' - эффективное излучение земной поверхности
- U_{∞} - излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в мировое пространство

- На карте годовых сумм радиационного баланса видно, что распределение их на Океане в целом зонально. В тропических широтах годовые суммы радиационного баланса на Океане – 140 ккал/см² (Аравийское море), а у границ плавучих льдов не превышают 30 ккал/см². Около 60° с. и ю. широт годовой радиационный баланс равен 20 – 30 ккал/см². Отсюда к более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктида он отрицателен – 5 – -10 ккал/см². К низким широтам он возрастает, достигая 100 – 120 ккал/см² в тропиках и на экваторе. Незначительные отклонения от зонального распределения связаны с разной облачностью. Над водной поверхностью радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах, т.к. океаны поглощают радиацию больше. Существенно отклоняется от зонального распределения величина радиационного баланса в пустынях, где баланс понижен вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе (в Сахаре – 60 ккал/см², а рядом в океанах – 120 – 140 ккал/см²). Баланс понижен также, но в меньшей степени, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличена и, следовательно, поглощенная радиация (дневная и

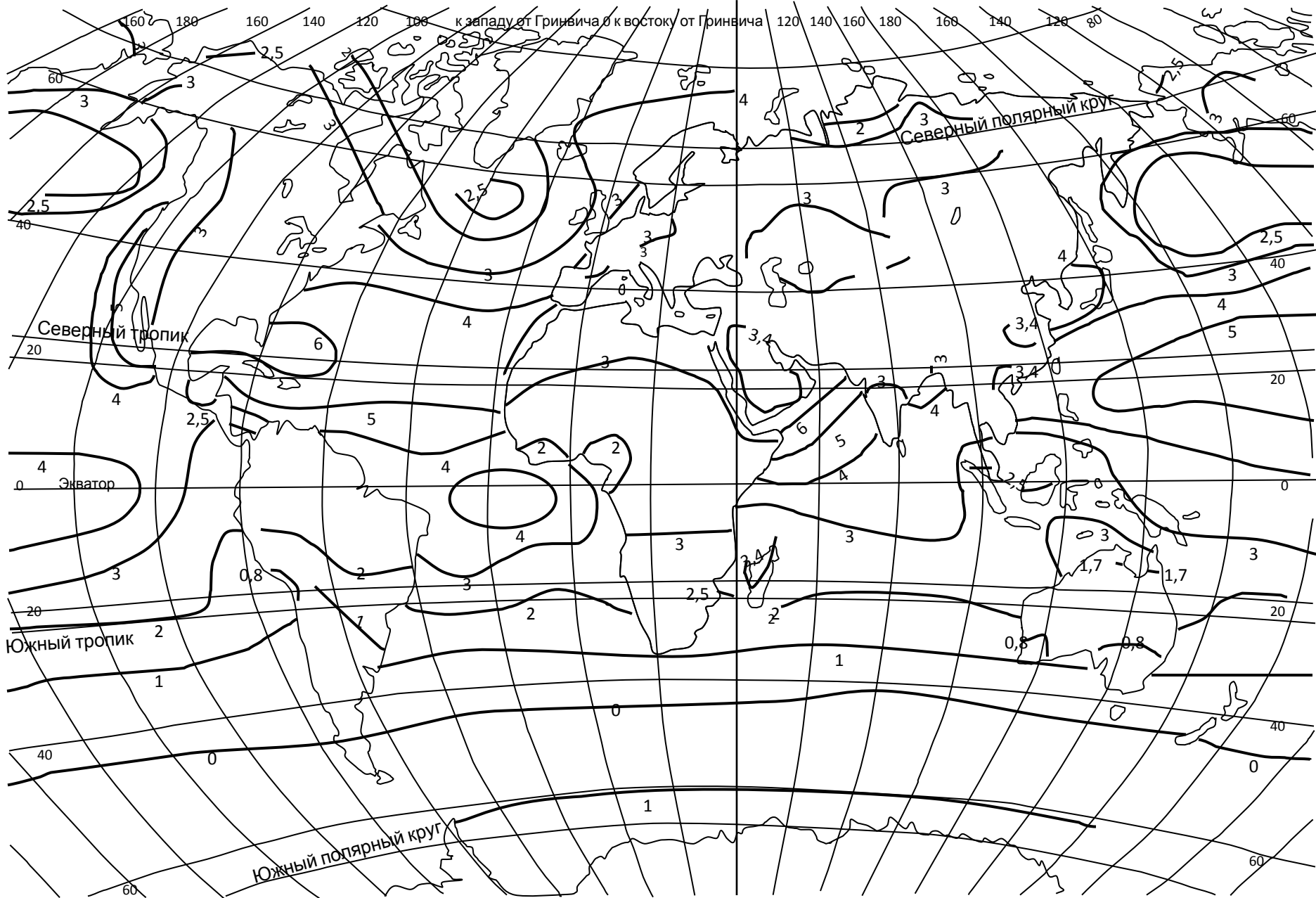


Радиационный баланс земной поверхности за год

- В январе радиационный баланс отрицателен в значительной части северного полушария. Нулевая изолиния проходит в районе 400 с.ш. К северу от этой широты баланс становится отрицательным, достигая в Арктике – минус 4 ккал/см² и ниже. Южнее он возрастает до 10 – 14 ккал/см² на южном тропике, а южнее убывает до 4 – 5 ккал/см² в прибрежных районах Антарктиды.
- В июле радиационный баланс во всем северном полушарии положителен. На 60 – 650 с.ш. он более 8 ккал/см². К югу он медленно увеличивается, достигая максимальных значений по обе стороны от северного тропика – 12 – 14 ккал/см² и выше, а на севере Аравийского моря – 16 ккал/см². Баланс остается положительным до 400 ю.ш. Южнее он переходит к отрицательным значениям и у берегов Антарктиды снижается до минус 1



Радиационный баланс земной поверхности за декабрь



Радиационный баланс земной поверхности за июнь

6. Тепловой баланс.

- **Как расходуются излишки тепла** (положительный радиационный баланс) и восполняется его недостаток (отрицательный радиационный баланс), как устанавливается тепловое равновесие для поверхности, атмосферы, объясняет тепловой баланс.
- Так как все члены уравнения могут изменяться, тепловой баланс очень подвижен. Тепловой баланс атмосферы включает ее радиационный баланс (всегда отрицательный), тепло, поступающее от поверхности и тепло, выделяющееся при конденсации влаги (величины всегда положительные).

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

- Тепловой баланс земной поверхности – равенство нулю алгебраической суммы потоков тепла, приходящих на земную поверхность и уходящих от нее:

$$R - P - B - LE = 0,$$

- Где **R** – радиационный баланс земной поверхности; **P** – турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой; **B** – поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями почвы (воды); **LE** – поток тепла, связанный с фазовыми переходами воды

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ

- Тепловой баланс атмосферы – алгебраическая сумма потоков тепла, поступающих в атмосферу и уходящих из нее:

$$P_{\tau} + Lr - R_a - P_a - Q_a = 0,$$

- где P_{τ} – турбулентная теплоотдача; Lr – тепло, выделяющееся при конденсации водяного пара; R_a – радиационный баланс атмосферы; P_a – горизонтальная адвекция тепла; Q_a – учитывает величину изменения теплосодержания всего столба воздуха за весь период суммирования

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ - АТМОСФЕРА

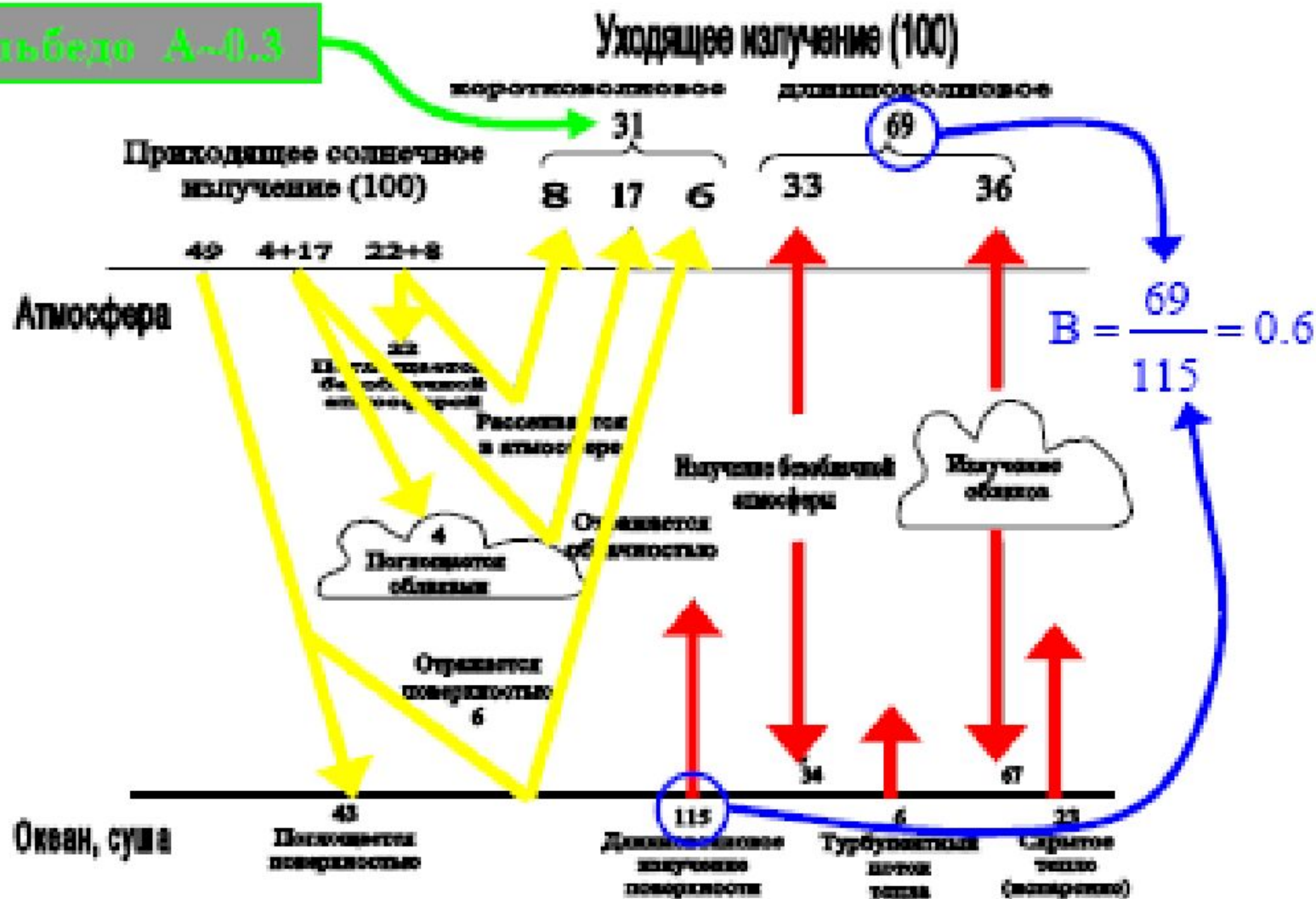
- Тепловой баланс системы земля – атмосфера (Т.Б.С.З.А.) – алгебраическая сумма тепла, получаемого Землей в целом (вместе с атмосферой) от внешних источников и отдаваемого через атмосферу в космическое пространство
- Т.к. обмен теплом между Землей и Космосом происходит только радиационным путем, Т.Б.С.З.А. совпадает с ее радиационным балансом
- За длительное время Т.Б.С.З.А. равен нулю, т.е. Земля, как планета, находится в тепловом равновесии

- Если величину солнечной радиации, поступающей за год на Землю, принять за 100%, то 31% - направляется обратно в межпланетное пространство (7% рассеивается и 24% отражается облаками). Атмосфера поглощает 17% пришедшей радиации (3% поглощается озоном, 13% - водяным паром и 1% - облаками). Оставшиеся 52% (прямая + рассеянная радиация) достигают подстилающей поверхности, которая 4% отражает за пределы атмосферы, а 48% поглощает. Из 48%, поглощенных поверхностью, 18% идет на эффективное излучение. Таким образом, радиационный баланс поверхности (остаточная радиация) составит 30% ($52\% - 4\% - 18\%$). На испарение с поверхности расходуется 22%, на турбулентный обмен теплом с атмосферой – 8%. Тепловой баланс поверхности: $30\% - 22\% - 8\% = -30\%$.
- Излучение атмосферы в межпланетное пространство – 65%. Ее радиационный баланс: $-65\% + 17\% + 18\% = -30\%$. Тепловой баланс атмосферы: $-30\% + 22\% + 8\% = 0$. **Альбедо Земли как планеты 35%.**

Радиационно-тепловой баланс атмосферы

Космос

альбедо $A=0.3$



Длинноволновая уходящая земная
атмосферная радиация 70%

Приходящая
коротковолновая радиация
100%

Коротковолновая
радиация:
отраженная и
рассеянная в космос
30%

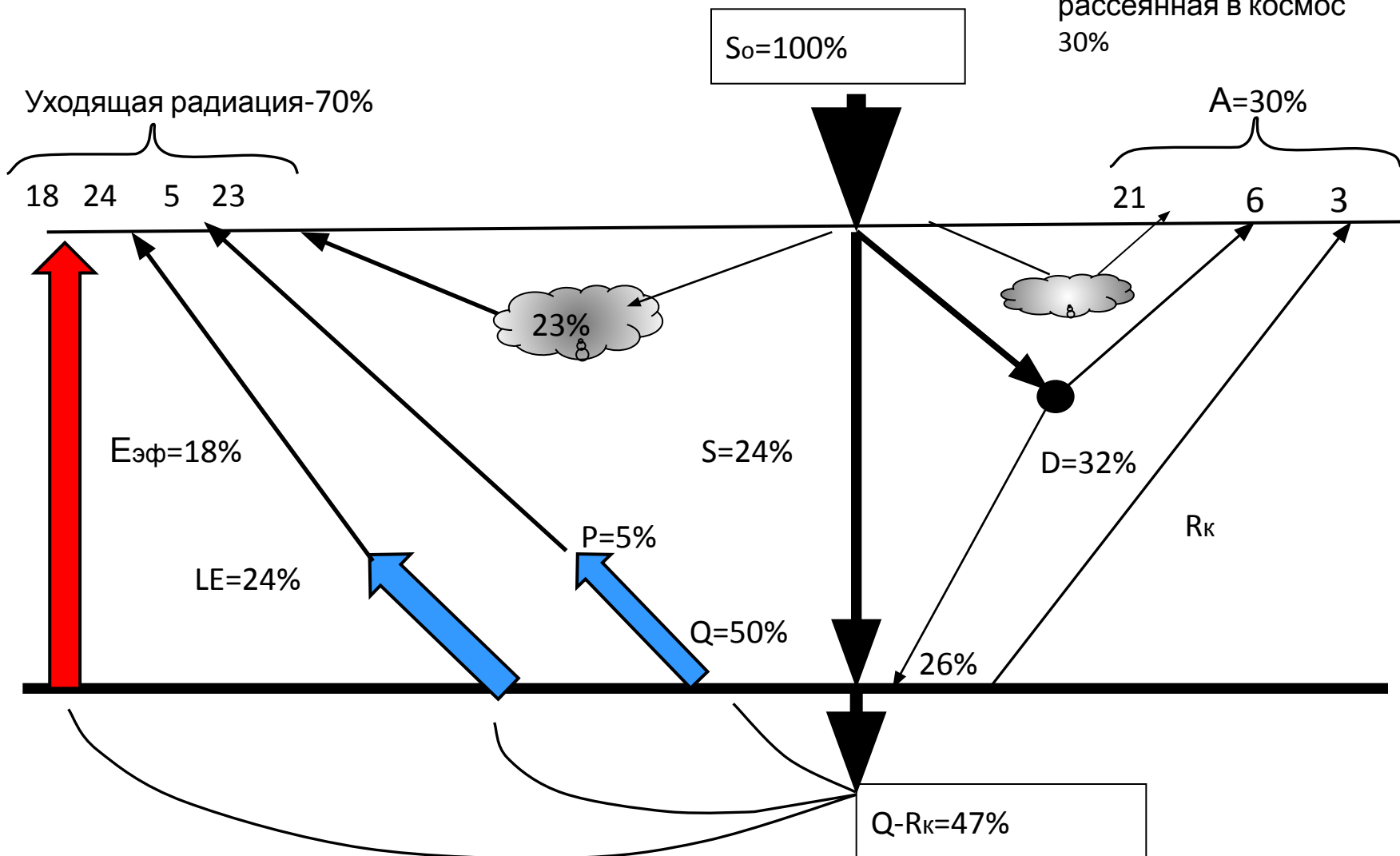
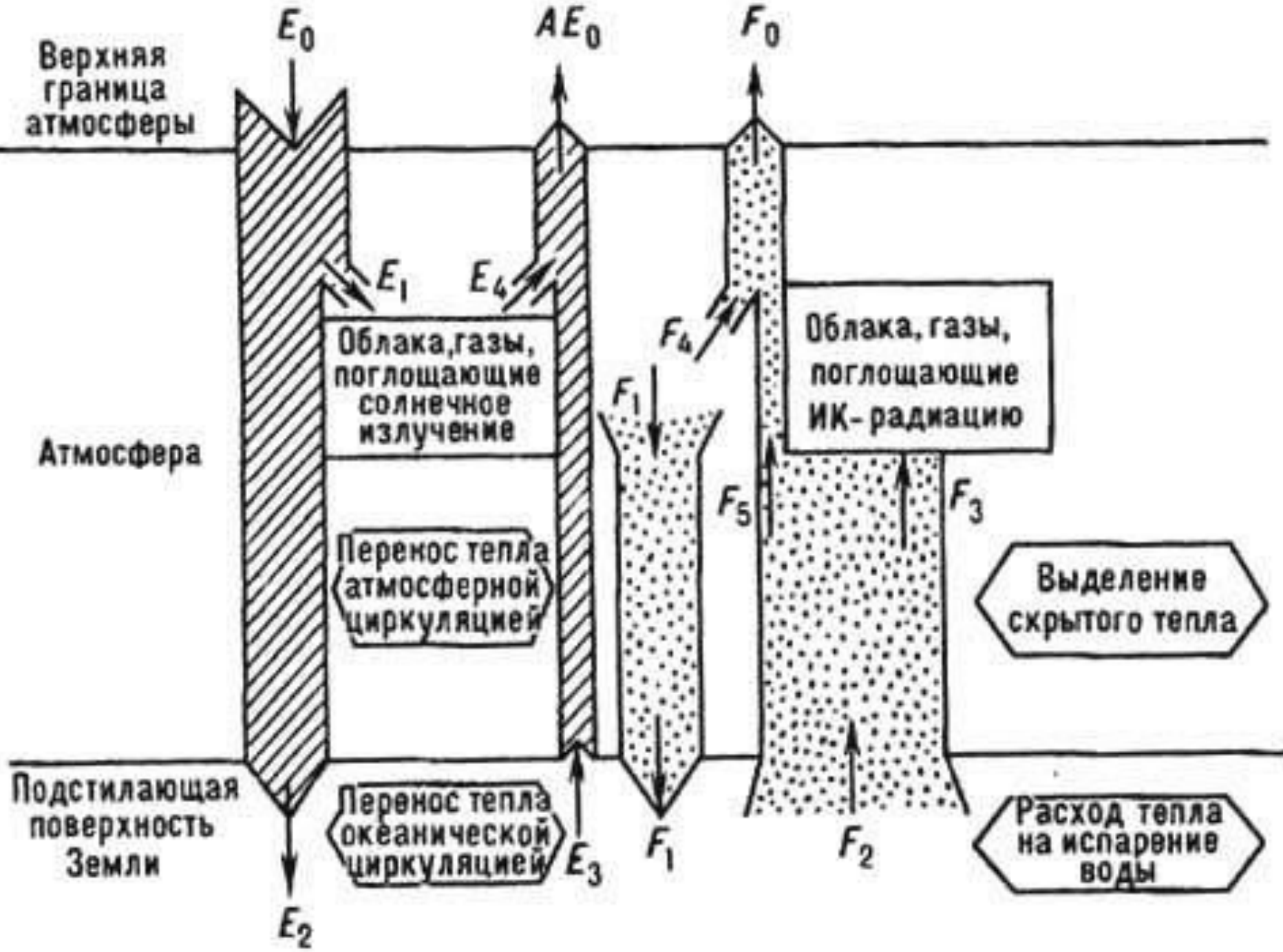
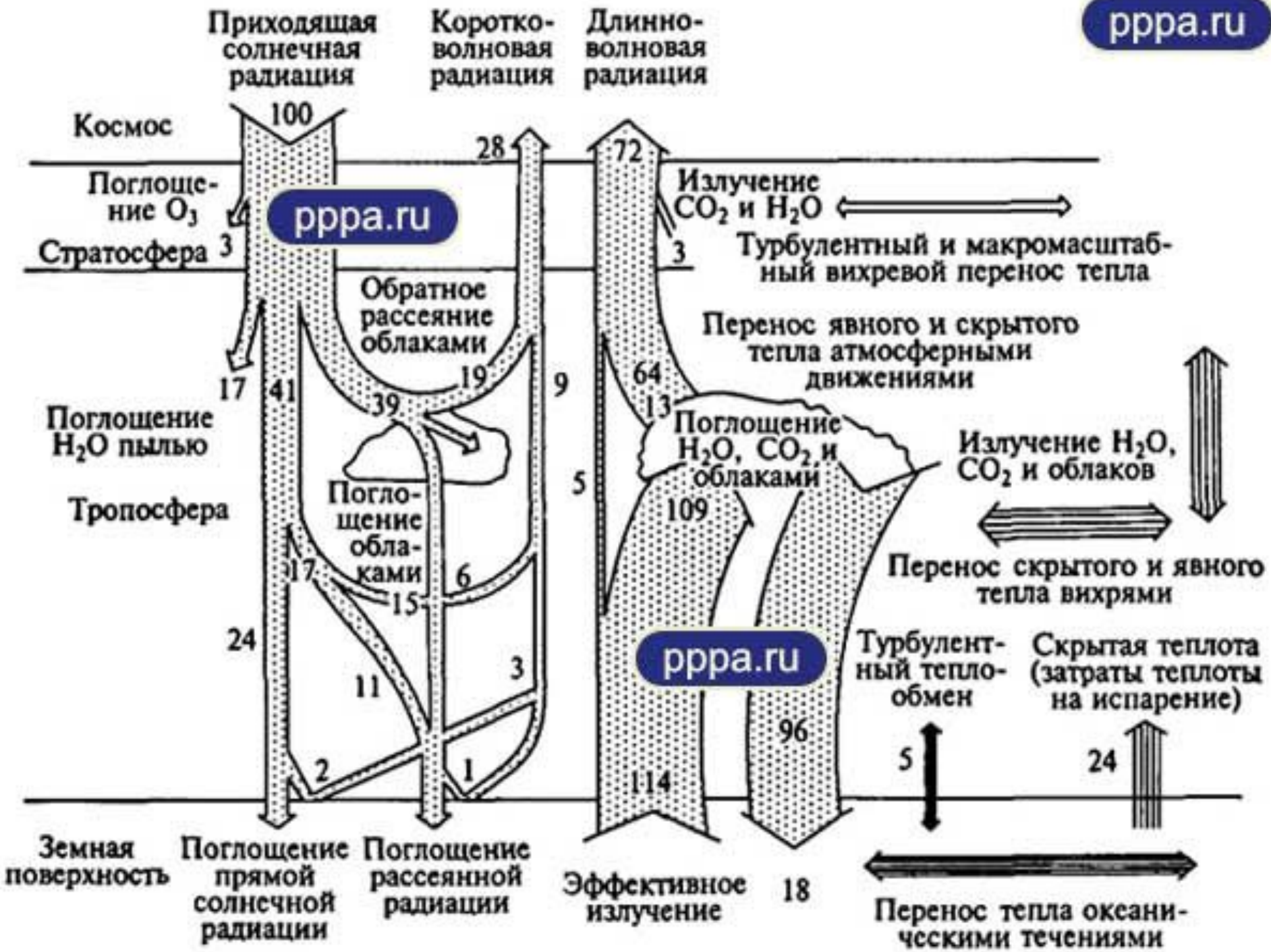
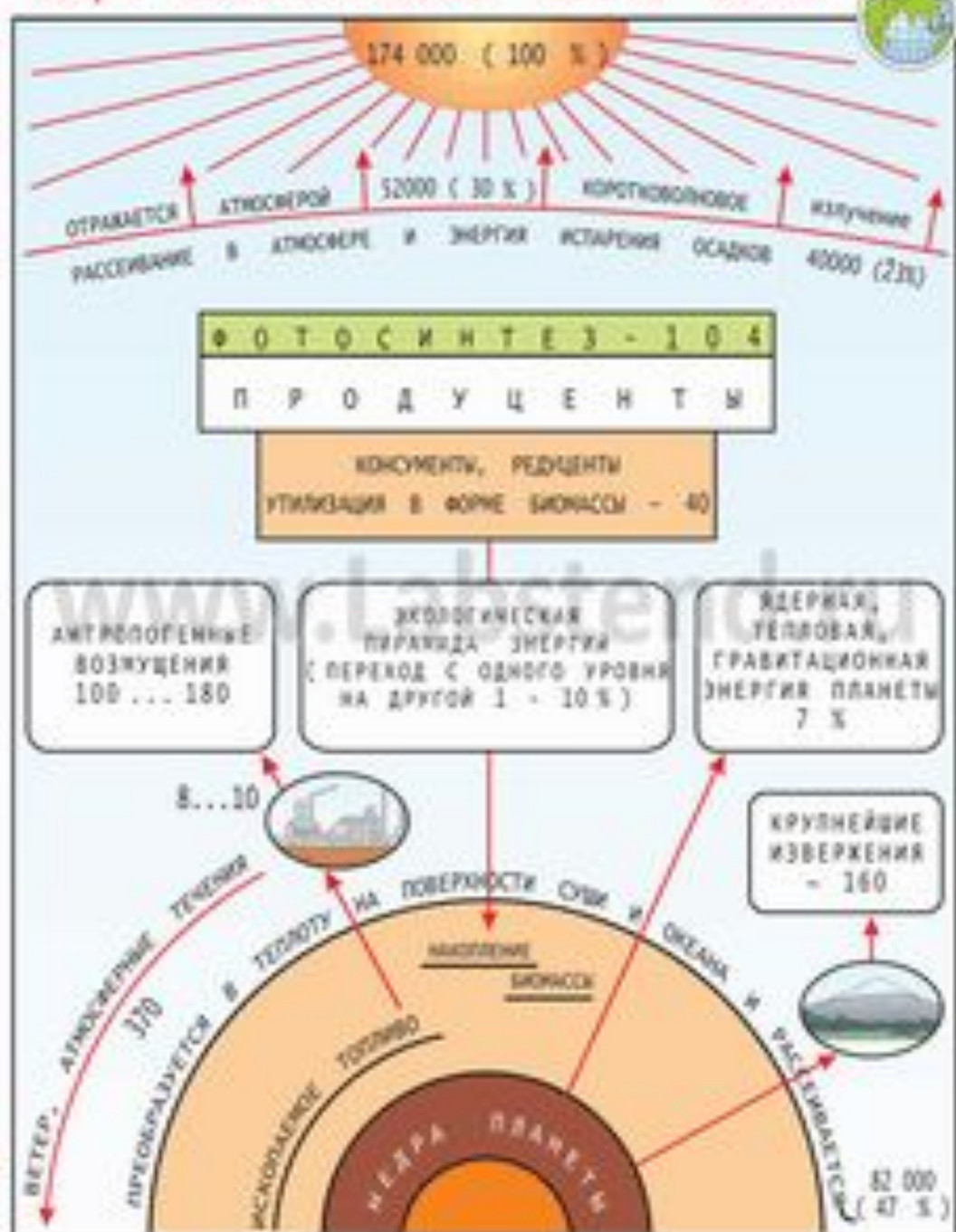


Схема радиационного и теплового балансов земной поверхности





ОБЩИЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ



**Важнейшие следствия
неравномерного широтного
распределения тепла – зональность
радиационного баланса земной
поверхности, зональность воздушных
масс, циркуляция атмосферы и
влагооборот.**

