Л.2. Атмасфера Зямлі

Змест:

1. Атмасфера – шчыт Зямлі
2. Радыяцыйныя пояса Зямлі
3. Тэмпература і яе вымярэнне
4. Бараметрычная формула
5. Вільготнасць паветра
6. Энергія Сонца
7. Азонавы слой
8. Парніковы эфект

Атмасфера – шчыт Зямлі

Атмасфера – гэта газавая абалонка, якая акружае планету Зямля.

Гэта газавы акіян, у якім мы жывём.

Пры адсутнасці атмасферы жыццё на Зямлі было бы немагчымым - зямная паверхня, якая процілегла Сонцу, ахалоджвалася бы да – 160^{0}С, а пад сонечнымі прамянямі яна награвалася бы да +100^{0}С.

Такія ўмовы існуюць на Марсе.

Атмасфера ўкрывае Зямлю як бы цёплай коўдрай. Але гэта асаблівая коўдра.

Яна прапускае сонечныя прамяні днём, але ноччу засцярагае Зямлю ад лішняга цеплавога выпраменьвання, што не прыводзіць да рэзкага ахалоджвання.

Мы жывём на Зямлі, як у гіганцкім тэрмасе, які аднабока прапускае энергію.

Без атмасферы не існавала бы гука, блакітнага колеру неба, яркай гамы фарбаў пры ўсходзе і захадзе Сонца.

Касмічны карабель павінен прабіць "шчыт Зямлі" каб пераадолець супраціўленне атмасферы.

Асноўнымі састаўнымі элементамі атмасфернага паветра з'яўляюцца:

азот – 78,1%;

кісларод – 20,9%;

інертныя газы – 0,94%;

вуглякіслы газ – 0,03%;

вадзяная пара – 1%;

вадарод – 0,00005%.

(прыблізна – 78% азоту, 21 кіслароду і 1% іншых газаў).

Вуглякіслы газ CO_2 (дыаксід вугляроду) утвараецца ў прыродзе пры спальванні дрэва, вугалю, пры дыханні жывёл і гніенні. Асабліва многа яго ўтвараецца ў буйных прамысловых цэнтрах.

Вадзяная пара ўтвараецца пры выпарэнні вады з паверхняў акіянаў, мораў, рэк, азёр і г. д.

Пыл, які таксама існуе ў атмасферы, - гэта мінеральныя часціцы зямной кары, вугалю, пыльца раслін, розныя бактэрыі і г.д.

Да выпадковых прымясей адносяцца серавадарод (SO_2) і аміяк (NH_3), якія выдзяляюцца пры гніенні арганічнага

Найбольшая шчыльнасць паветра ў зямной паверхні $\rho \sim 1{,}293$кг/м^3.

З вышынёй шчыльнасць і ціск памяншаюцца, так на вышыні $h = 40$км яна роўная $\rho = 4 \cdot 10^{-3}$кг/м^3, а на $h = 100$км - $\rho = 1 \cdot 10^{-7}$кг/м^3.

У залежнасці ад тэмпературы атмасферу ўмоўна падзяляюць на:

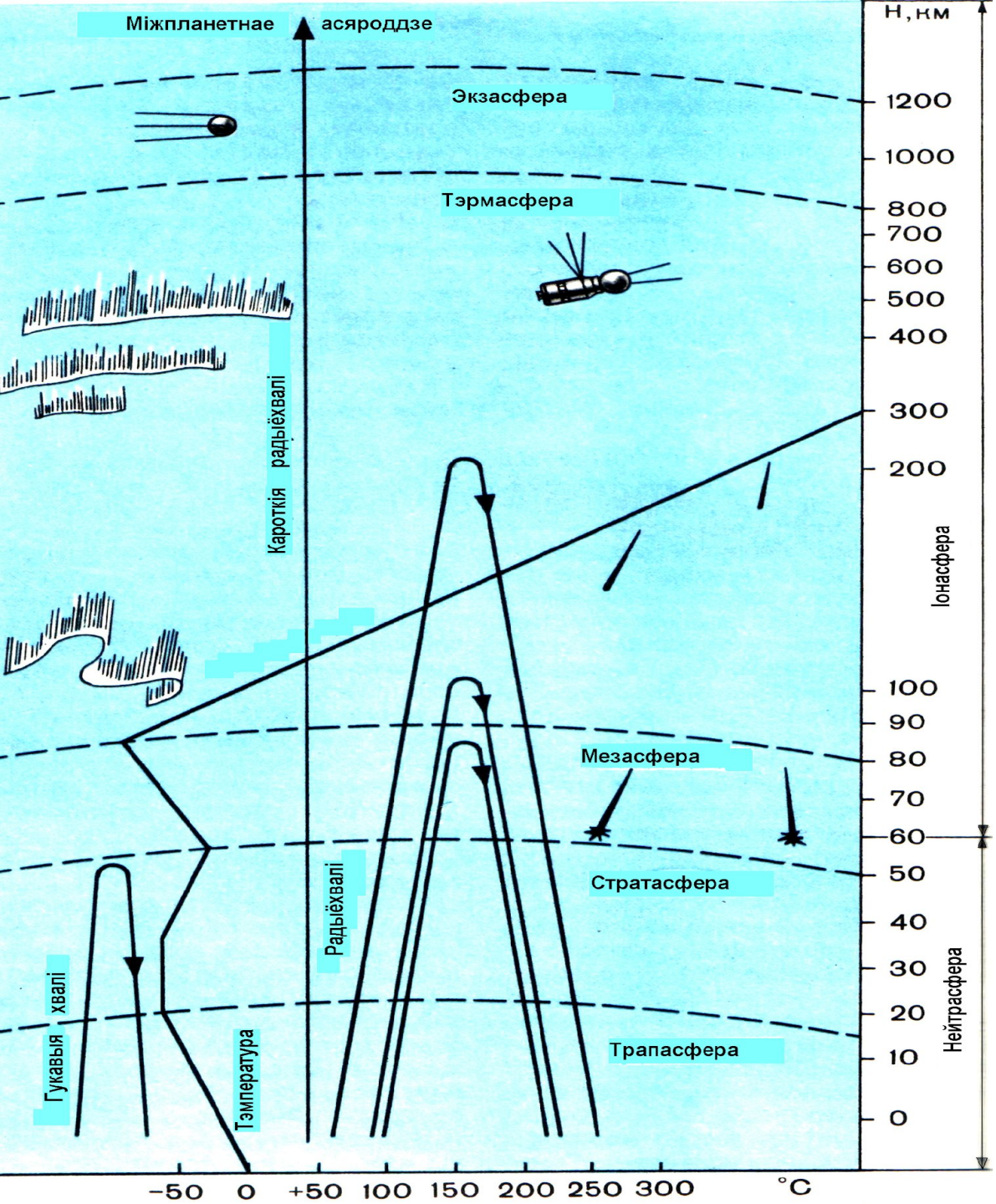
трапасферу,

стратасферу,

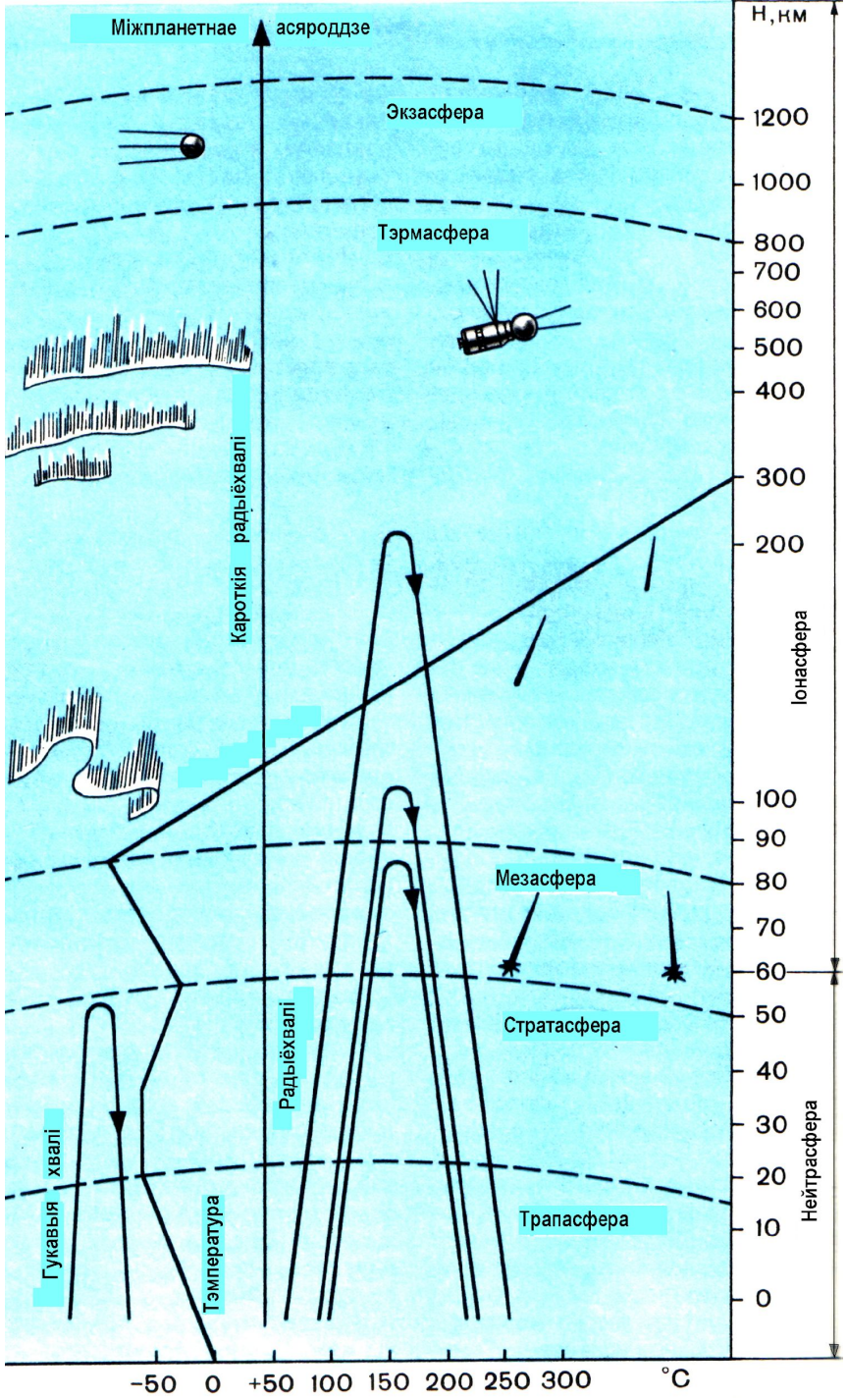
мезасферу,

тэрмасферу,

экзасферу.



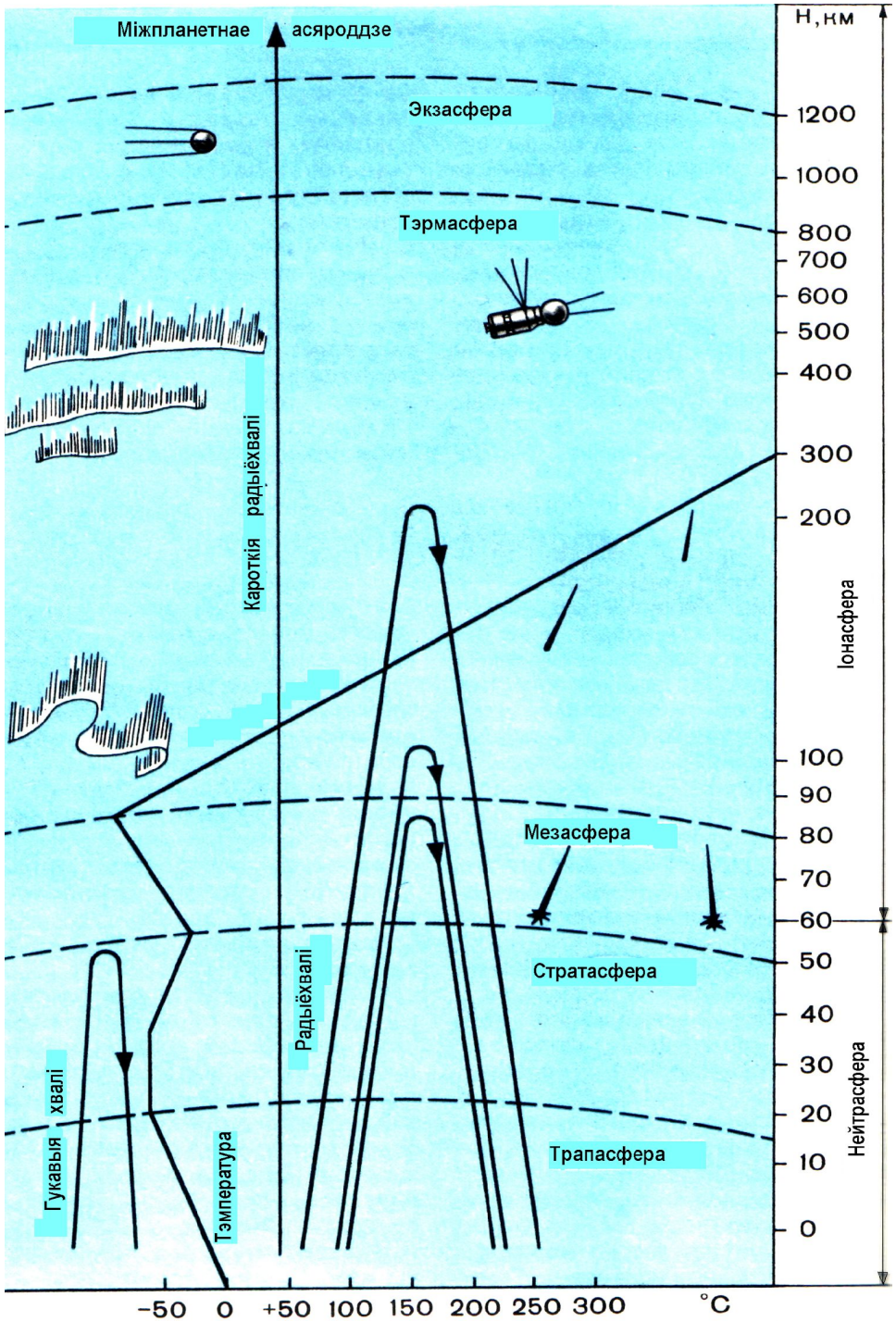
трапасфера
стратасфера
мезасфера
тэрмасфера
экзасфера



Трапасфера – прызямны слой паветра (10 – 18) км, які ўтрымлівае каля 90% масы атмасферы, што складае ~ $4 \cdot 10^{18}$ кг.

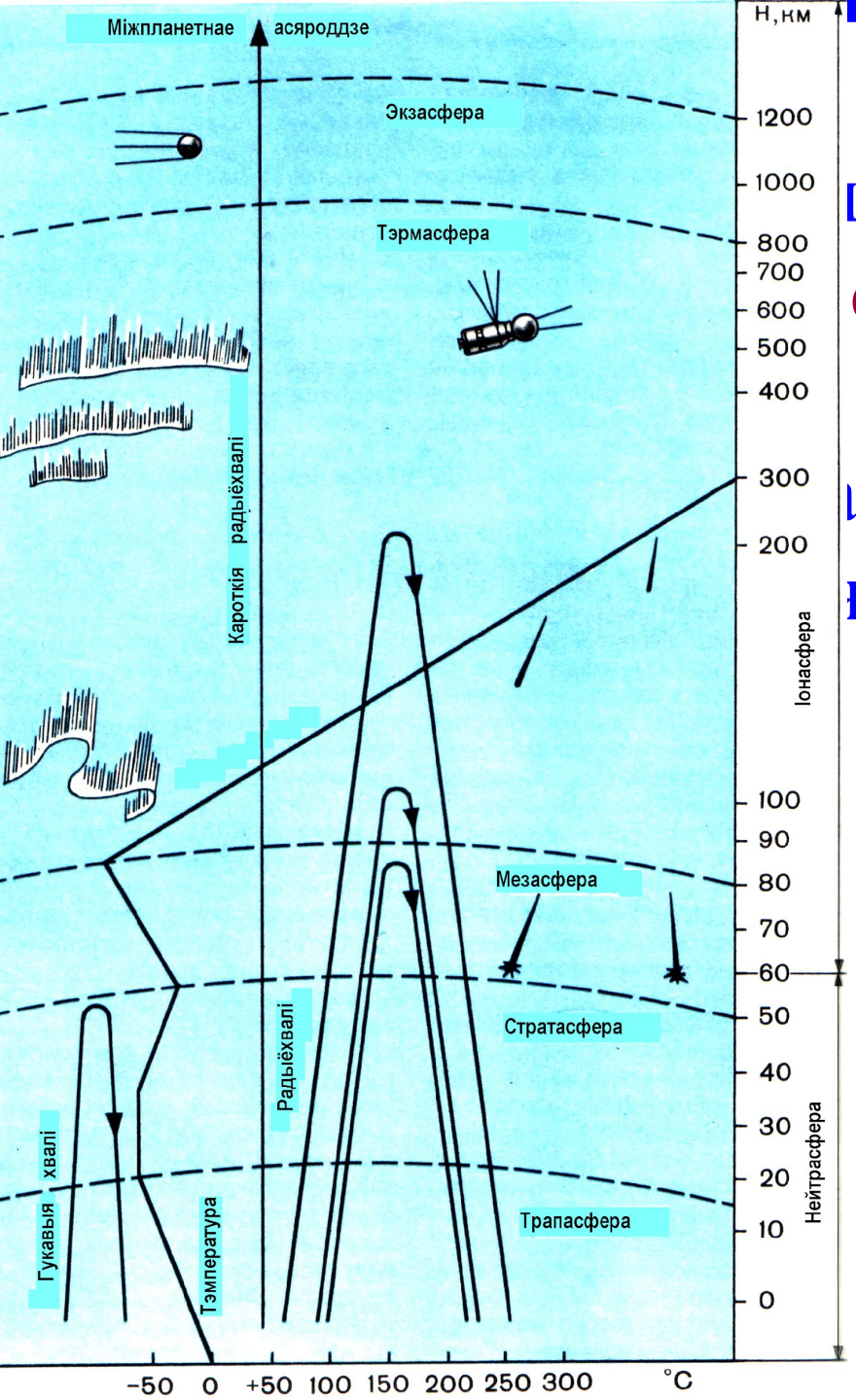
Каля верхняй мяжы трапасферы тэмпература паніжаецца да – 70^0С.

Далей ідзе трапапаўза – двухкіламетровы слой з пастаяннай тэмпературай.



Стратасфера дасягае да 50 км, тэмпература павышаецца і на верхняй мяжы каля +1^{0}С. Ціск роўны 2 мм.рт.сл.

Мезасфера – тэмпература паніжаецца і на вышыні каля 80 км яна роўная –90^{0}С.



вышыні 300 км

Тэрмасфера – ціпу температура

$см^{-3}$, якія практычна

на вышыні 300 км

дасягае 500^0С.

Шкаў Зямлі часціц у

тэрмасферы ~ 500 $см^{-3}$,

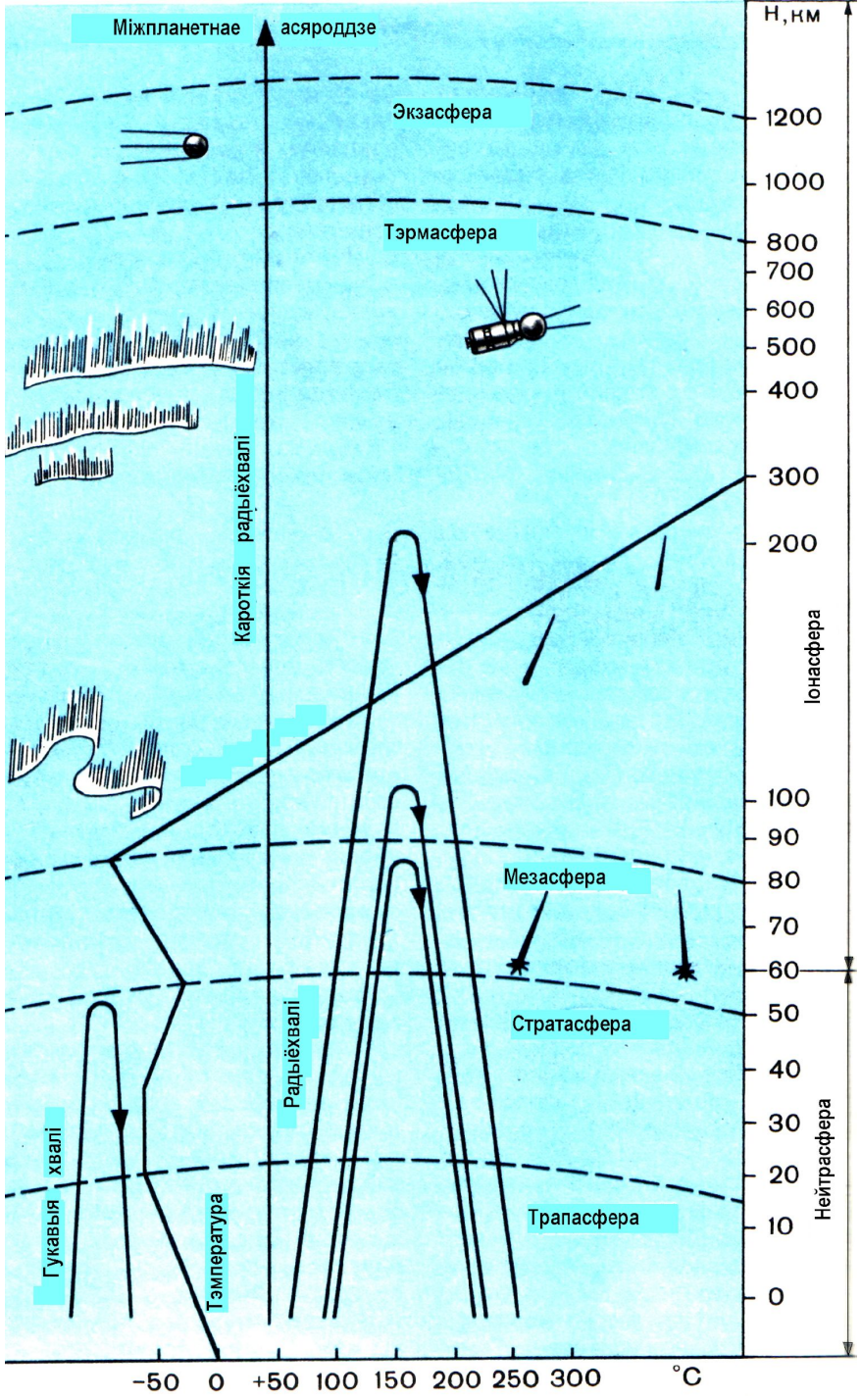
якія практычна не

аказваюць

супраціўлення палёту

штучных

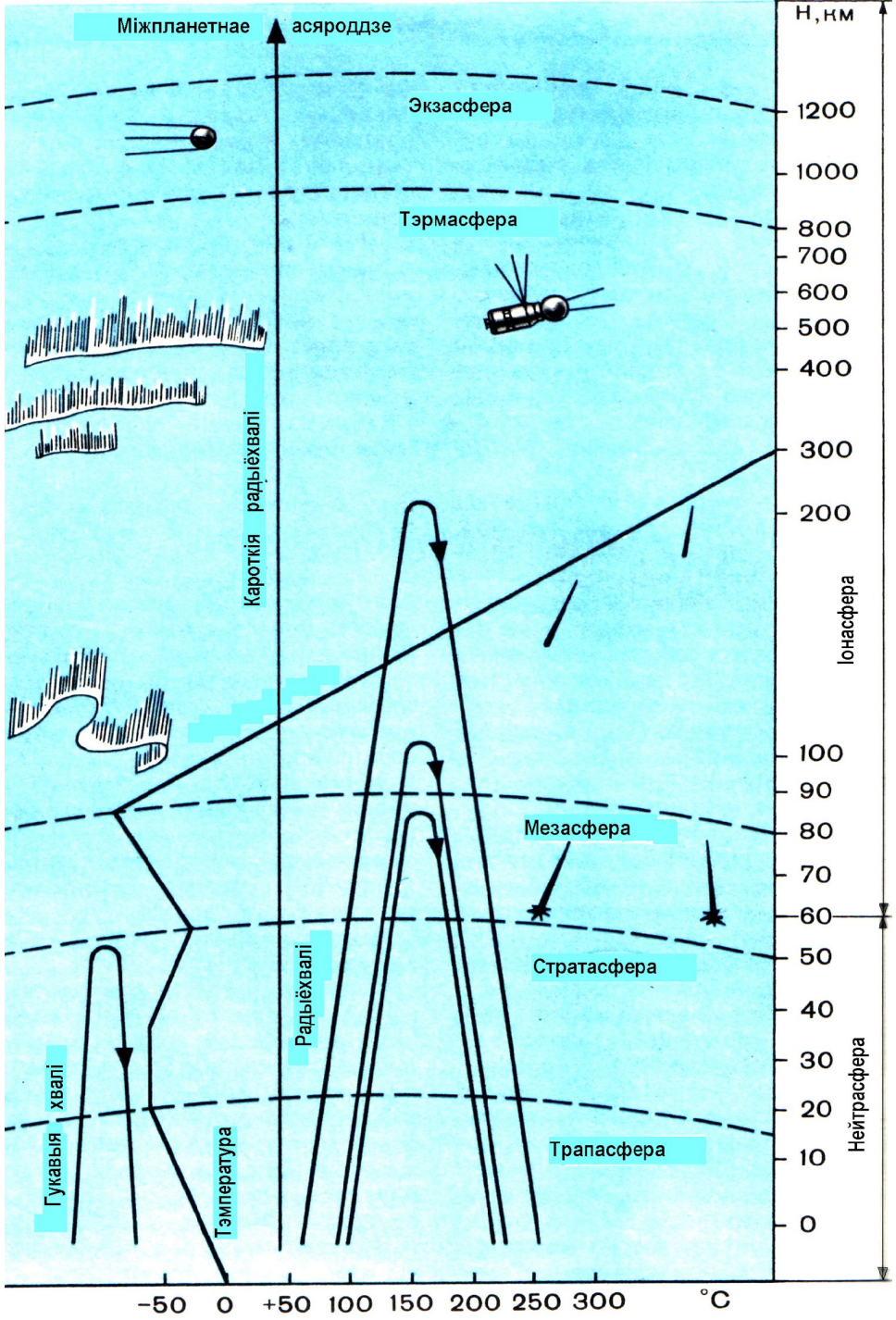
спадарожнікаў Зямлі.



Экзасфера пачынаецца з 800 км і паступова пераходзіць у міжпланетнае асяроддзе.

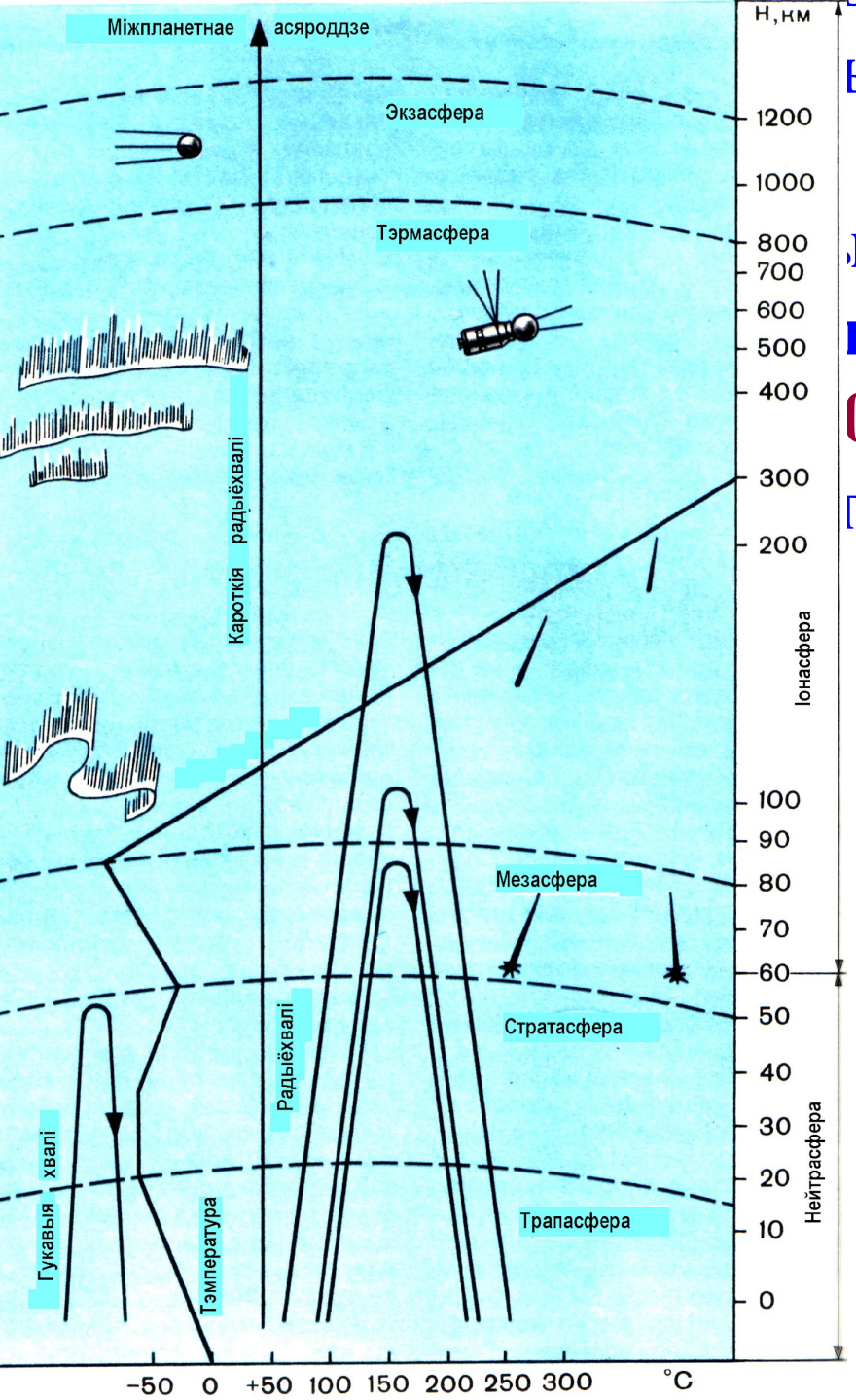
Да вышыні 100 км атмасфера валодае хімічнай аднароднасцю (прыкладна 78% азоту, 21% кіслароду і 1% іншых газаў).

І толькі ў верхняй тэрмасферы і асабліва ў экзасферы пачынаюць перабольшваць вадарод і гелій.



Па электрычных характарыстыках атмасферу падзяляюць на нейтрасферу і іонасферу.

Гэты падзел заснаваны на размеркаванні ў атмасферы электрычна зараджаных часціц.



У ніжняй частцы атмасферы, якая дасягае прыкладна вышыні (50 – 60)км, знаходзяцца нейтральныя часціцы – нейтрасфера;

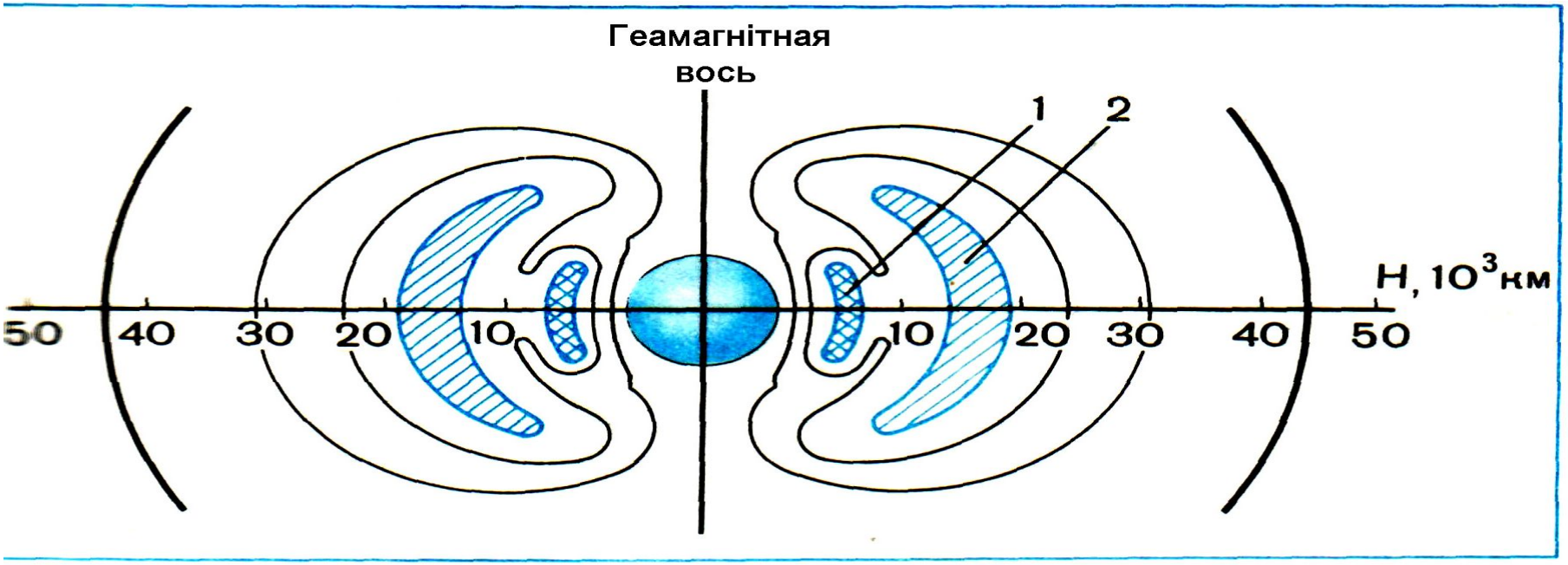
на вышынях большых за 60км утрымліваецца шмат электронаў і іонаў – іонасфера.

На вышыні (300 – 400)км электронная канцэнтрацыя дасягае максімальнага значэння.

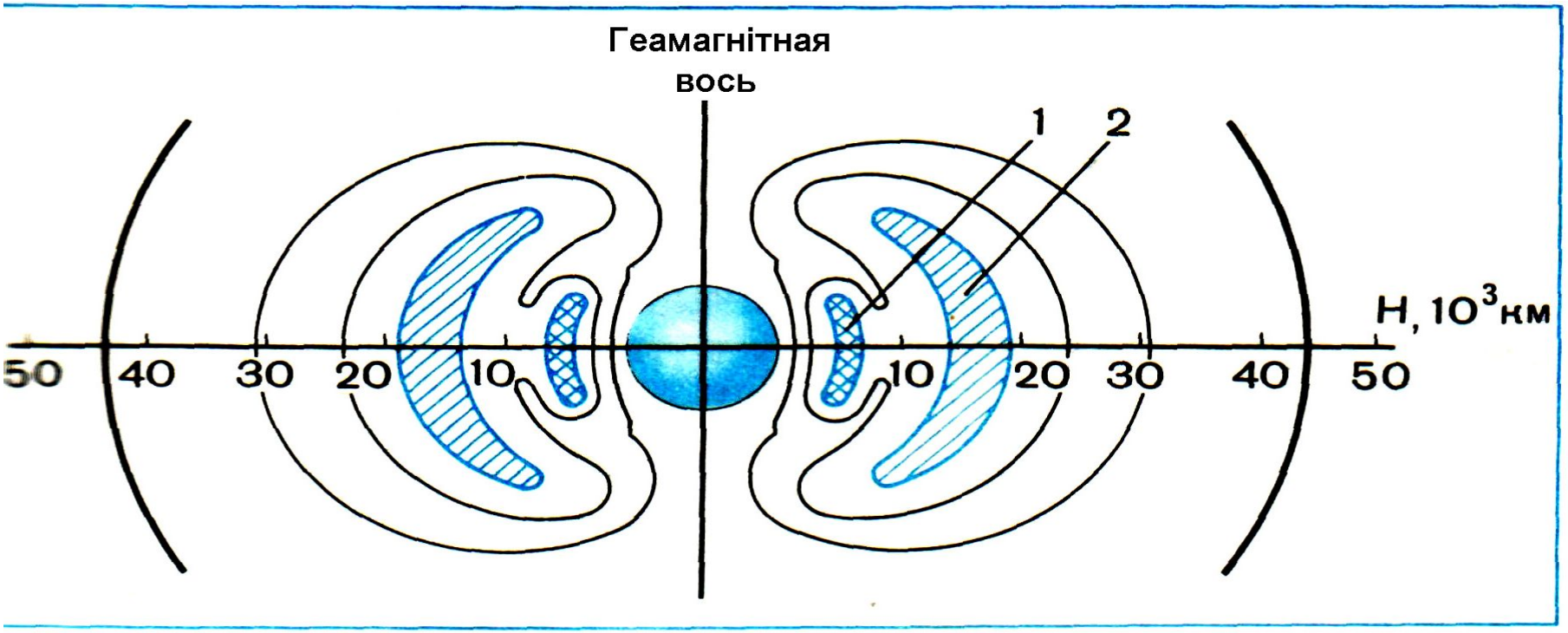
Радыяцыйныя пояса Зямлі

У лістападзе 1957г. прыборы, якія знаходзіліся на 2-ім штучным спадарожніку Зямлі зафіксавалі інтэнсіўную радыяцыю.

З часам было ўстаноўлена, што ў экватарыяльнай плоскасці зямны шар акружаюць два (1 і 2), рэзка аддзеленныя пояса, якія густа заселены зараджанымі часціцамі, што трапілі ў магнітную пастку Зямлі.



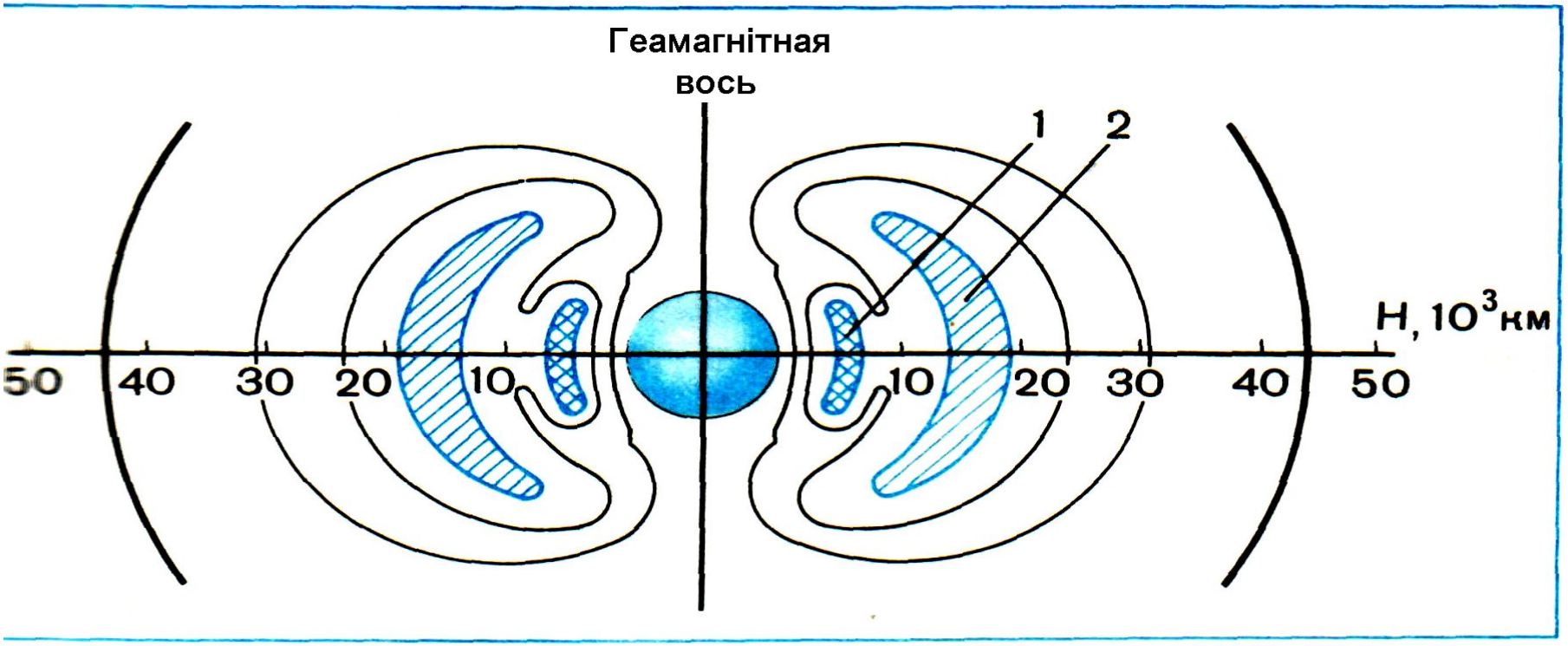
Унутраны пояс (1) радыяцыі пачынаецца на вышыні (500 – 1500)км ад паверхні Зямлі і дасягае да 10 000км. Ён запоўнены пратонамі высокай энергіі (іх максімальная канцэнтрацыя на вышыні 3500км) і электронамі.



Вонкавы пояс (2) радыяцыі складаецца з электронаў высокіх энергій і пратонаў.

Ён размешчаны на адлегласці ад 10 000км да 20000км.

Максімальная канцэнтрацыя электронаў прыходзіцца на вышыню 17 000км.



Працяглыя палёты на вышынях, размешчаных ніжэй радыяцыйных поясаў, бяспечныя.

Пры палётах у зоне поясаў радыяцыі ад іанізуючага выпраменьвання ў пэўнай ступені чалавека ахоўвае абалонка карабля.

Пратоны ўнутранага пояса вызываюць у абалонцы карабля складаныя ядзерныя рэакцыі, якія прыводзяць да ўзнікнення нейтронаў і гама-квантаў, што павялічвае дозу апраменьвання касманаўтаў.

Дзеянне электронаў вонкавага пояса яшчэ больш небяспечна.

Пры тармажэнні ў абалонцы карабля, яны ствараюць характарыстычнае рэнтгенаўскае выпраменьванне, якое валодае вялікай пранікальнай здольнасцю і вельмі шкодна ўплывае на здароўе касманаўтаў.

Тэмпература і яе вымярэнне

Штодзённа мы карыстаемся паняццем тэмпературы.

І, як правіла, пад тэмпературай разумеем характарыстыку, якая вызначае ступень нагрэтасці цела (халоднае, цёплае, гарачае).

Калі сістэма цел мае па ўсяму аб'ёму пастаянную тэмпературу, то гавораць аб устанаўленні цеплавой раўнавагі.

Такім чынам, тэмпература – гэта аднолькавая па часу і аб'ёму характарыстыка цел, якія знаходзяцца ў стане цеплавой раўнавагі.

Пры награванні ці ахалоджванні цела змяняюцца яго фізічныя ўласцівасці: даўжыня, аб'ём, шчыльнасць, электраправоднасць і г.д.

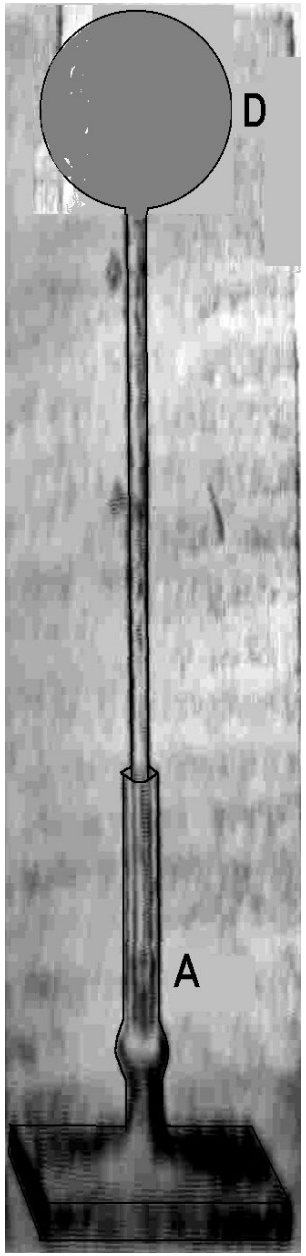
Часцей за ўсё пры вымярэнні тэмпературы выкарыстоўваюць змяненне аб'ёму.

Першы тэрмометр быў сканструяваны Г.Галілеем у 1597г.

Шкляны шар D, напоўнены паветрай, злучаўся з сасудам A, у якім знаходзілася вада, трубкай, якая часткова запаўнялася вадой.

Калі паветра ў шары D награвалася ці ахалоджвалася, то ўзровень вады ў трубцы A змяняўся, што гаварыла аб ступені нагрэтасці.

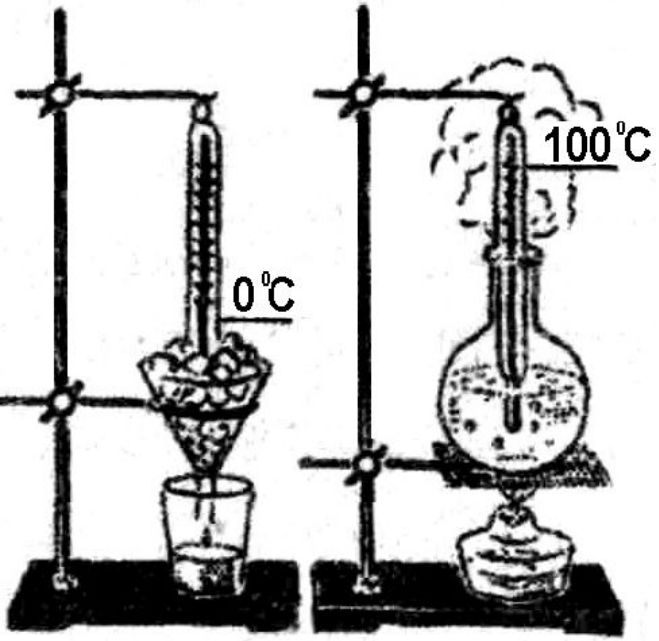
Пры гэтым павінен быў быць кантакт цела з тэрмометрам.



Найбольшую распаўсюджанасць мае стоградусная шкала Цэльсія.

А.Цэльсій (1701 – 1744) – шведскі фізік і астраном.

Па гэтай шкале лёд плавіцца пры 0 ^{0}С, а вада кіпіць пры 100 ^{0}С. Адлегласць паміж гэтымі пунктамі дзеліцца на 100 роўных частак, кожная з каторых адпавядае 1 ^{0}С .



У Англіі і ЗША выкарыстоўваюць шкалу Фарэнгейта.

Па гэтай шкале тэмпература плаўлення лёду роўная 32F, а кіпення вады - 212F.

(1709г. – Англія – Даніэль Фарэнгейт – спіртавы тэрмометр, затым ртутны ў 1714г.).

Нармальная тэмпература чалавечага цела 36,6 ^{0}C, а па Фарэнгейту – 98F.

У 1954г. на дзесятай Генеральнай канферэнцыі па мерам і вагам была прынята тэрмадынамічная шкала тэмператур (Т).

Адзінкай вымярэння з'яўляецца кельвін (К) - у гонар англійскага фізіка У.Томсана (лорда Кельвіна).

Кельвін з'яўляецца адной з сямі асноўных адзінак сістэмы СІ.

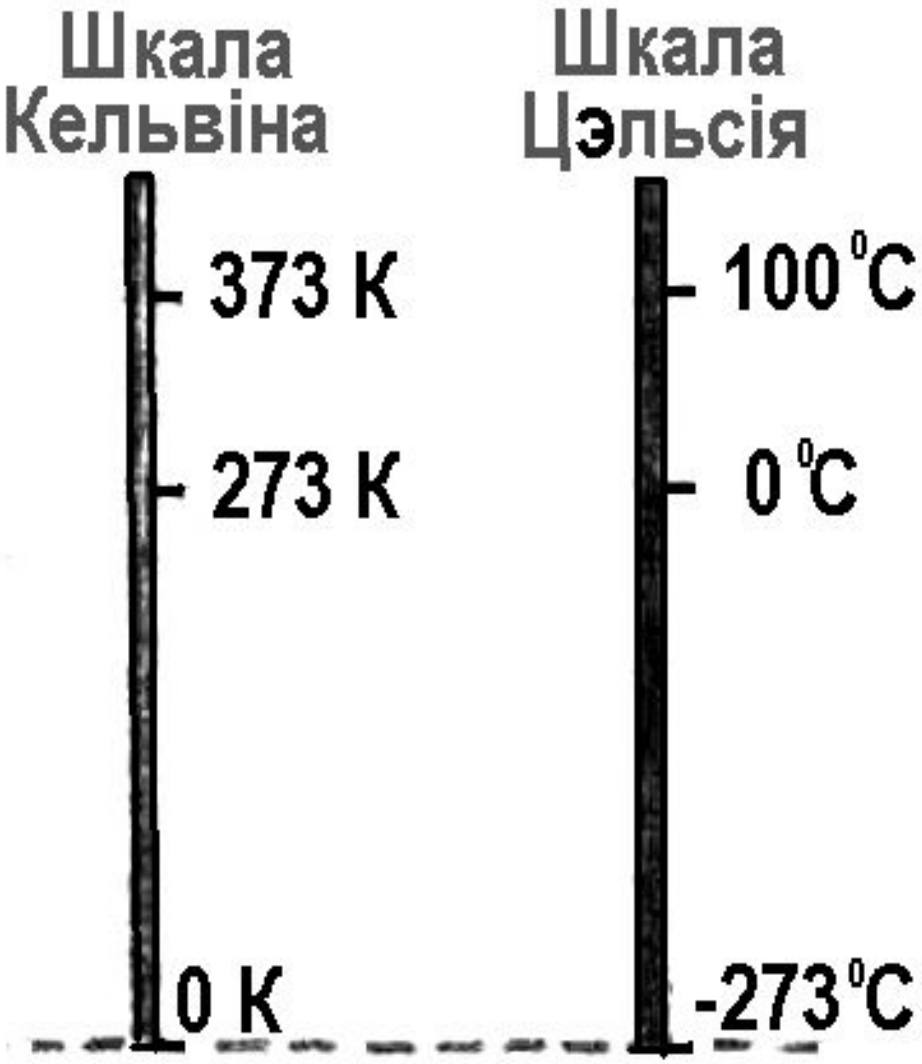
Сувязь тэмператур па шкале цэльсія (t) і тэрмадынамічнай шкале (Т) вызначаецца роўнасцю $T = t + 273$.

Пры гэтым змяненне $\Delta T = \Delta t$.

Тэмпература, роўная нулю па шкале Кельвіна называецца абсалютным нулём тэмператур T = 0K.

Яму адпавядае t = - 273,15 ^{0}C,

t ≈ -273 ^{0}C.



Па шкале Кельвіна тэмпература плаўлення лёду роўная 273 К, а кіпення вады – 373 К.

Бараметрычная формула

Малекулы рэальнага газу (паветра зямной атмасферы) выпрабоўваюць дзеянне сілы зямнога прыцяжэння, якая імкнецца сабраць іх у паверхні Зямлі.

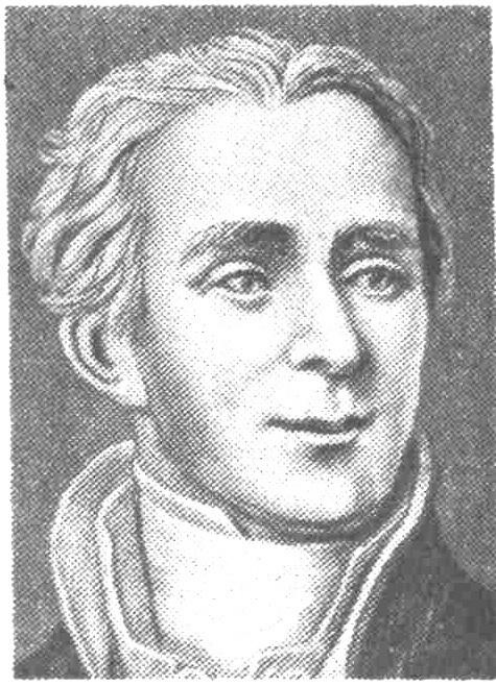
З другога боку, цеплавы рух імкнецца прывесці газ у стан абсалютнай хаатычнасці і размеркаваць іх па ўсяму свету.

Такім чынам, атмасфера Зямлі існуе ў сучасным выглядзе дзякуючы адначасова і цеплавому руху малекул і сілам прыцяжэння іх да Зямлі.

У выніку двух уздзеянняў устанаўліваецца рухомая раўнавага, пры якой канцэнтрацыя малекул (ціск паветра) памяншаецца з вышынёй.

Пры ўстанаўленні залежнасці атмасфернага ціску ад вышыні робяць наступныя дапушчэнні:

1. **Атмасфера мае працягласць да 2000км і на такіх адлегласцях $F_ц$ і g лічаць пастаяннымі.**
2. **Лічаць, што ўласцівасці паветра аналагічны ўласцівасцям ідэальнага газу, таму што P і ρ нават на невялікіх вышынях невялікія.**
3. **Лічаць масу малекулы паветра аднолькавай, не звяртаючы ўвагі на розныя кампаненты.**
4. **З павелічэннем вышыні тэмпература T паветра змяняецца па складанаму закону. Гэтыя змяненні не ўлічваюць.**



Формула, якая вызначае залежнасць атмасфернага ціску ад вышыні атрымана ў 1821г. французскім матэматыкам і фізікам П.Лапласам:

$$p = p_0 \exp\left[-\frac{Mg(h - h_0)}{RT}\right],$$

дзе h_0 – вышыня нулявога ўзроўня, h – вышыня над паверхню планеты, p_0 – ціск на нулявым узроўні пры $h = h_0$, M – малярная маса газу (паветра), g – паскарэнне свабоднага падзення, R – універсальная газавая пастаянная, T – тэмпература.

Вядома, што стасунак $M/R = m/k$ (m – маса малекулы, k – пастаянная Больцмана).

А ў сувязі з тым, што ціск звязаны з канцэнтрацыяй малекул роўнасцю $p = nkT$, атрымліваем залежнасць канцэнтрацыі малекул ад вышыні

$$n = n_0 \exp\left[-\frac{mg(h - h_0)}{kT}\right].$$

$$n = n_0 \exp\left[-\frac{mg(h-h_0)}{kT}\right].$$

З формулы вынікае парадаксальны на першы погляд вынік: нават на бясконцасці (**h=∞**) канцэнтрацыя малекул не роўная нулю (**n≠0**).

Гэта значыць, што атмасфера Зямлі павінна распаўсюджвацца да бясконцасці.

Такая з’ява практычна не назіраецца, а гэта азначае, што атмасфера Зямлі **не знаходзіцца ў раўнаважным стане**.

Атмасферны газ непарыўна рассейваецца ў касмічную прастору. Але гэта не прыводзіць да знікнення зямной атмасферы.

Доля часціц, якія пакідаюць атмасферу вельмі малая.

І ў той жа час такі стан мог прывесці да знікнення атмасферы Месяца і Марса, у якіх гравітацыйнае поле слабае.

Напрыклад, у Месяца - ў шэсць разоў слабейшае, чым у Зямлі.

$$n = n_0 \exp\left[-\frac{mg(h-h_0)}{kT}\right].$$

І яшчэ вынік. Канцэнтрацыя больш цяжкіх газаў памяншаецца з вышынёй хутчэй, чым лёгкіх.

Склад атмасферы змяняецца з вышынёй. Канцэнтрацыя кіслароду памяншаецца ў 2 разы на вышыні 5км , гелію – на 40км, вадароду – на 80км.

Устаноўлена, што асноўная маса атмасферы (0,9 усёй масы) знаходзіцца ў слоі вышынёй да 16км (трапасфера).

Рэзкай верхняй мяжы атмасферы не існуе.

Памяншэнне ціску паветра з вышынёй, недахоп кісларoду ў крыві прыводзіць да кісларoднага голаду.

Верхняя мяжа пасяленняў чалавека: 5200м у Паўднёвым Перу, 2500м на Каўказе.

На вышынях (7 – 7,5)км без кісларoднай маскі чалавек жыць і працаваць не можа.

Вільготнасць паветра

З паверхняў акіянаў, мораў, возераў і рэк адбываецца непарыўнае выпарэнне вады.

У атмасферу Зямлі на працягу года паступае каля $4{,}25 \cdot 10^{14}$ тон вады.

Па аб'ёму гэта складае ~ $4{,}25 \cdot 10^{5}$ км^3, што адпавядае прыблізна колькасці вады ў Чорным моры.

Каля 1/4 гэтай масы выпадае ў выглядзе асадкаў на сушу.

Велічыня, якая характарызуе наяўнасць вадзяной пары ў розных частках зямной атмасферы, называецца вільготнасцю.

Ступень вільготнасці паветра мае вялікі ўплыў на развіццё флоры і фауны.

Колькасныя характарыстыкі вільготнасці: абсалютная і адносная вільготнасць.

Абсалютная вільготнасць паветра (ρ) – гэта маса вадзяной пары ў 1 м^3 паветра (шчыльнасць) пры дадзенай тэмпературы.

Ведая толькі шчыльнасць вадзяной пары нельга меркаваць аб ступені яе насычэння.

Для гэтага ўводзіцца паняцце адноснай вільготнасці: (ф) – стасунак абсалютнай вільготнасці да той колькасці вадзяной пары, якая неабходна для насычэння 1 м^3 паветра пры дадзенай тэмпературы:

$$\varphi = \frac{\rho}{\rho_н} \cdot 100\%.$$

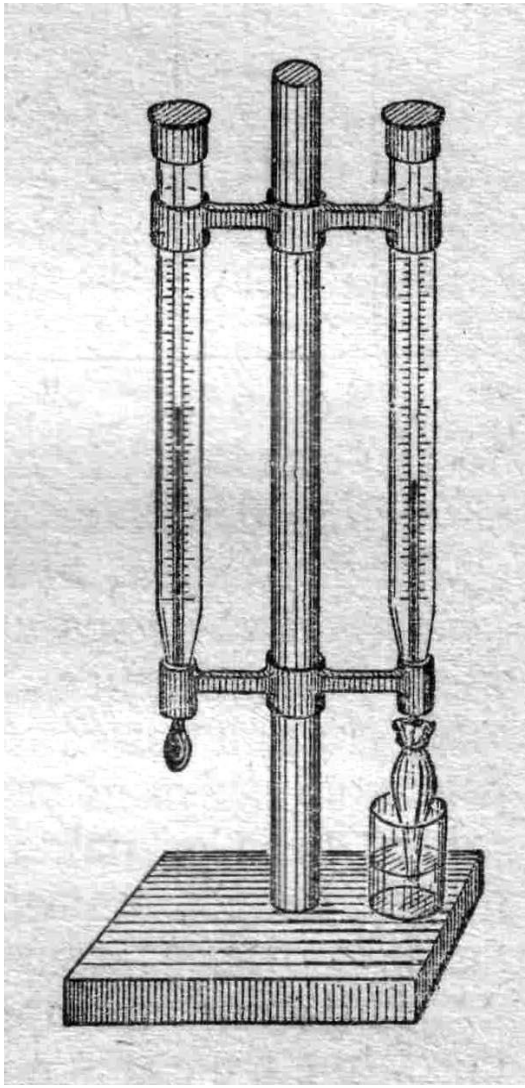
$$\varphi = \frac{p}{p_н} \cdot 100\%.$$

Яшчэ адной характарыстыкай вільготнасці з'яўляецца кропка расы – гэта тэмпература, да якой неабходна ахаладзіць паветра для дасягнення ім стану насычэння.

Для вызначэння вільготнасці паветра выкарыстоўваюцца: псіхрометры і гігрометры.

Псіхрометрычная табліца
адносная вільготнасці паветра (у %)

Паказанні сухога тэрмометра, °С	Рознасць паказанняў сухога і вільготнага тэрмометраў, °С										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	100	81	63	45	28	11					
2	100	84	68	51	35	20					
4	100	85	70	56	42	28	14				
6	100	86	73	60	47	35	23	10			
8	100	87	75	63	51	40	28	18	7		
10	100	88	76	65	54	44	34	24	14	4	
12	100	89	78	68	57	48	38	29	20	11	
14	100	90	79	70	60	51	42	33	25	17	9
16	100	90	81	71	62	54	45	37	30	22	15
18	100	91	82	73	64	56	48	41	34	26	20
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	30	24
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31
26	100	92	85	78	71	64	58	50	45	40	34
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42	37
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	39

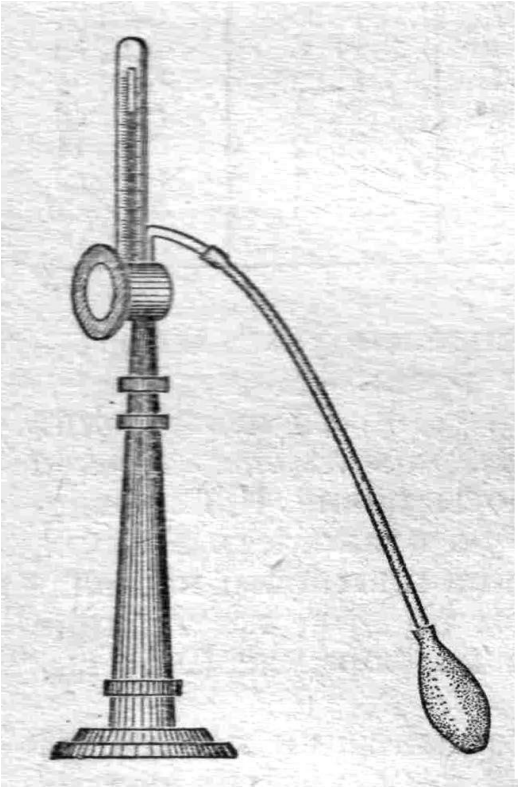


Гігрометр.

Складаецца з металічнай каробачкі з плоскай паліраванай паверхняй, тэрмометра і грушы.

З яго дапамогай вызначаюць кропку расы.

Пры выпарэнні эфіра паверхня каробачкі ахалоджваецца і на ёй з'яўляецца раса.

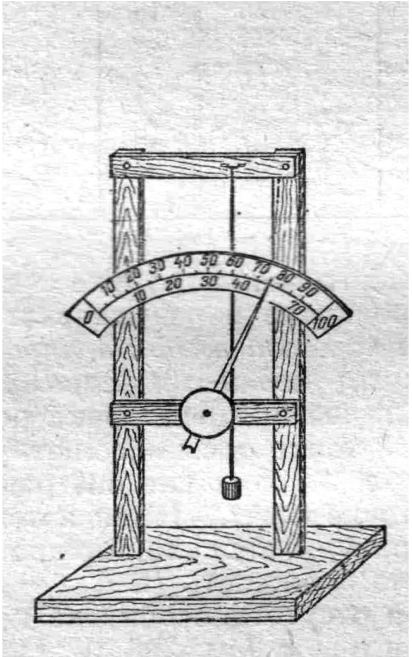


Тэрмометр паказвае адпаведную тэмпературу.

Валасяны гігрометр. Яго дзеянне заснавана на ўласцівасці абезтлушчанага чалавечага воласа змяняць сваю даўжыні пры змяненні вільготнасці паветра.

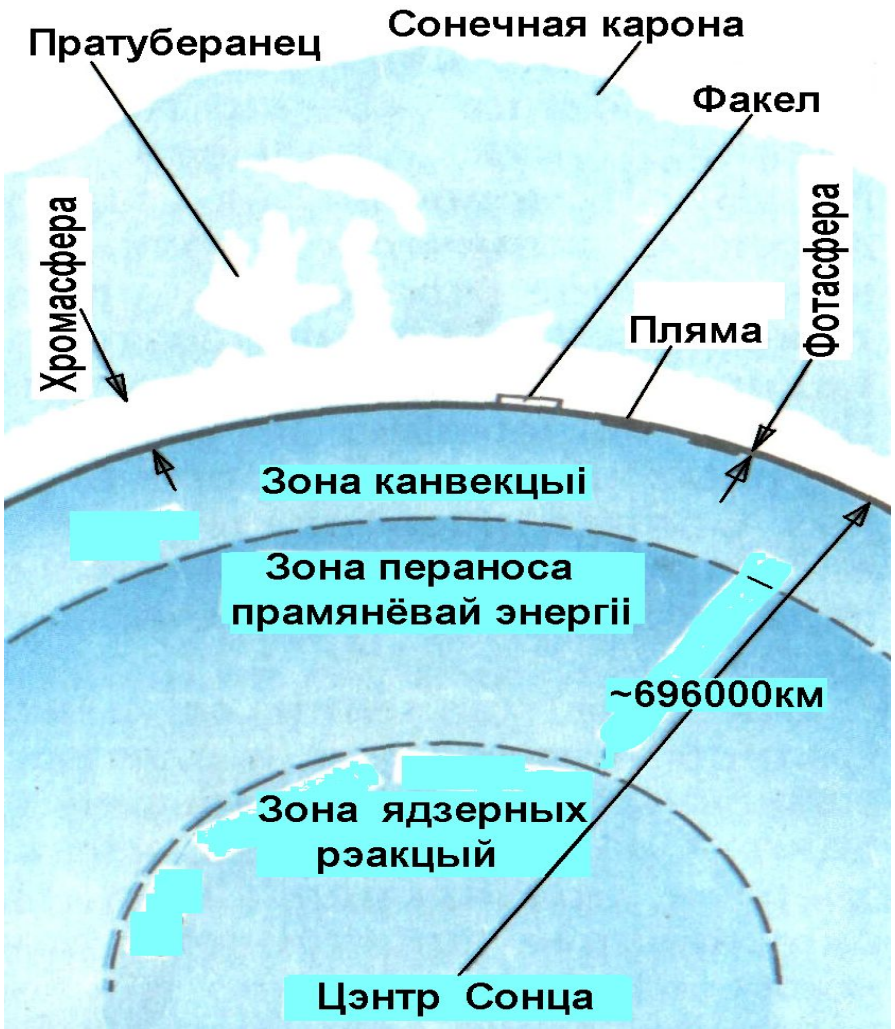
У вільготным паветры – падаўжаецца, у сухім – становіцца карацейшым.

Выкарыстоўваецца для вызначэння адноснай вільготнасці.



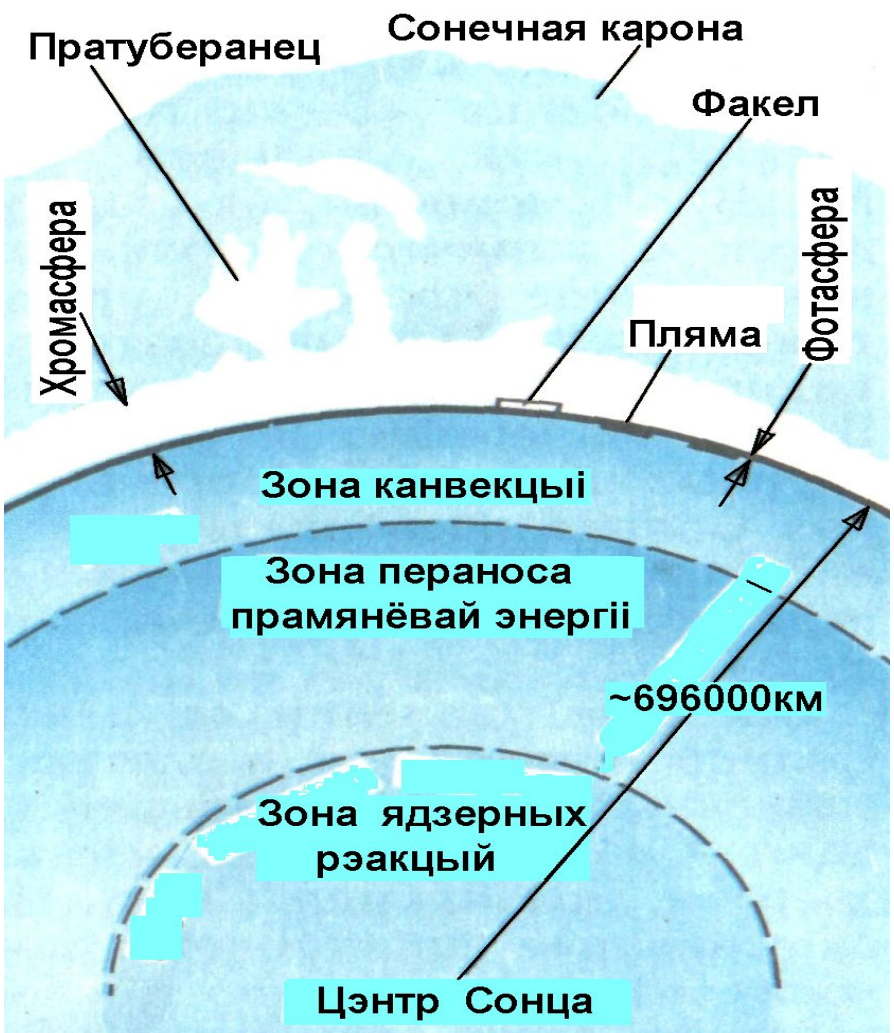
Энергія Сонца

У працэсе непарыўных ядзерных рэакцый вадарод (~80%) у нетрах Сонца ператвараецца ў гелій (~20%).

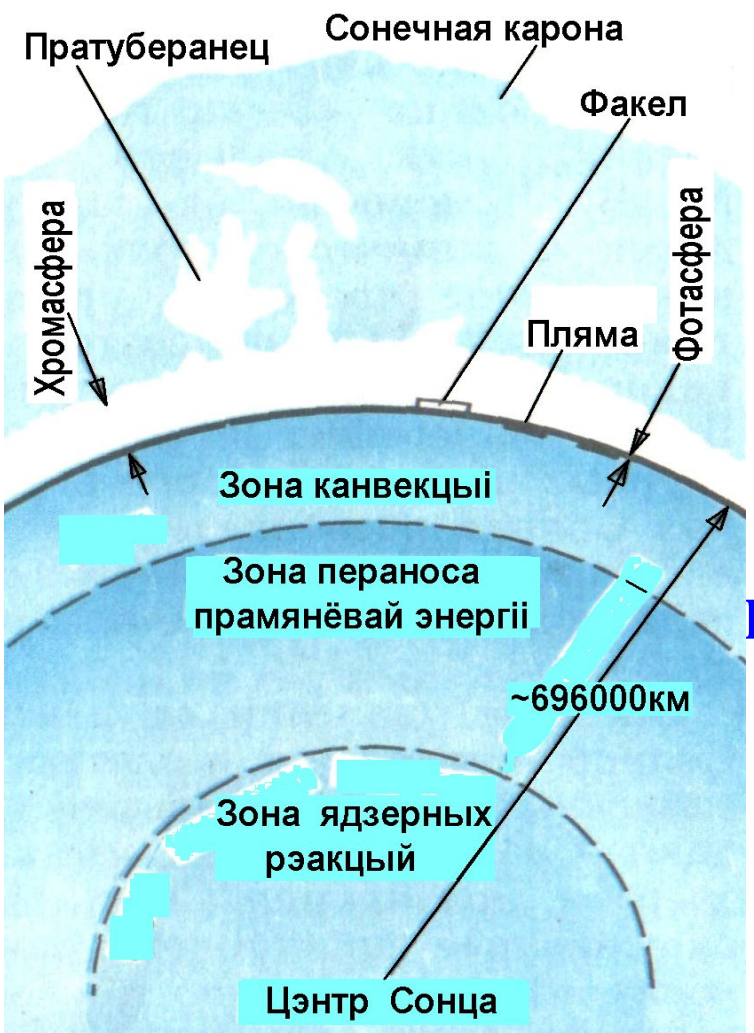


Пры гэтым развіваецца тэмпература вышэйшая за $15 \cdot 10^6$ ^{0}C.

Сонечная энергія, што выпраменьваецца ў касмічную прастору, выходзіць з тонкага газавага слоя таўшчынёй каля 30км, які называецца фотасферай.



Гэты слой у выглядзе асляпляльнага дыска мы і бачым. Яго тэмпература каля 6000 ^{0}С. Пасля фотасферы знаходзяцца хромасфера ~ $14 \cdot 10^3$ км і сонечная карона. Энергія, якая штосекундна выпраменьваецца Сонцам, роўная $4 \cdot 10^{23}$ кДж.



Наша Зямля атрымлівае ад гэтага патоку толькі міліярдную долю (~10^{-9}).

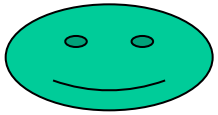
Паток сонечнай энергіі, які падае на пляцоўку ў 1 м^2 за межамі атмасферы, роўны 1,4 кВт/м^2 – сонечная пастаянная.

Гэтай энергіі дастаткова каб нагрэць да кіпення 12л вады пры 0 ^{0}С.

Атмасфера Зямлі з'яўляецца для сонечных прамянёў фільтрам, які прапускае выпраменьванне з даўжынёй хвалі ў межах ад 290 нм да 4000 нм (аптычнае вакно).

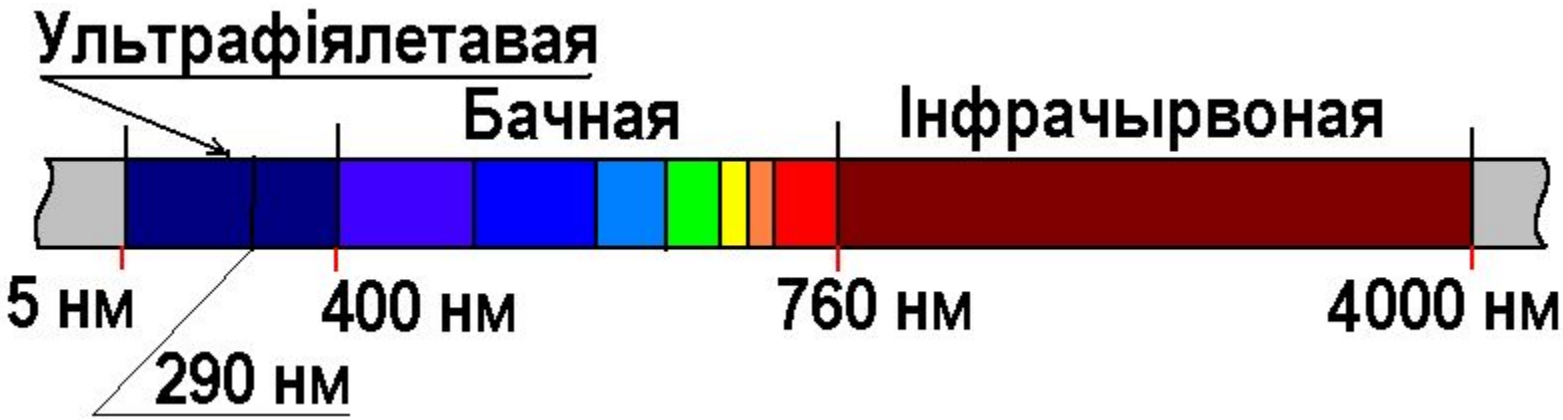
У паверхні Зямлі паток сонечнай энергіі памяншаецца прыкладна на 50% (25% адбіваецца атмасферай і столькі ж паглынаецца).

У той частцы сонечнага спектра, што адбіваецца і паглынаецца атмасферай (карацей 290 нм) знаходзяцца ультрафіялетавыя, рэнтгенаўскія і гама-прамяні, якія аказваюць вялікі біялагічны эфект.



Азонавы слой

Як вядома за бачным фіялетавым участкам спектра размяшчаецца дыяпазон ультрафіялетавага выпраменьвання.



Наяўнасць у сонечным выпраменьванні ўльтрафіялета мае вялікае значэнне для біясферы, таму што жывая клетка да яго вельмі адчувальная.

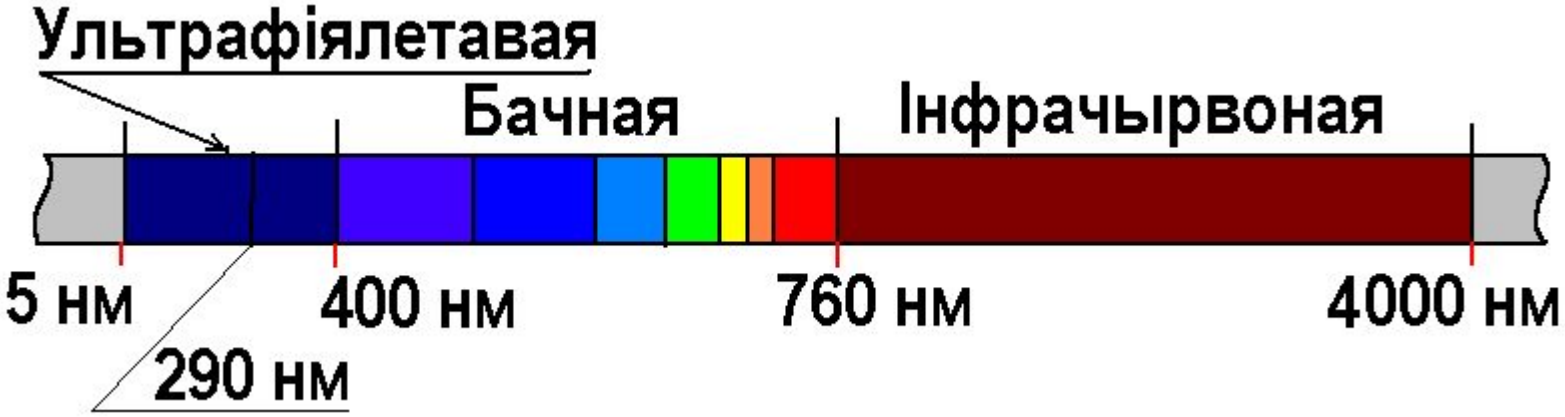
Пад ўздзеяннем ультрафіялетавага выпраменьвання можа ўзнікнуць паражэнне скуры пры загары (эрытэма).

Яно шкодна дзейнічае на зрок.

Шкло затрымлівае ўльтрафіялет.

Пры назіранні сонечных зацьменняў карыстаюцца цёмнымі шкельцамі ці спецыяльным фільтрам.

Доследы паказалі, што да Зямлі не даходзяць прамяні з даўжынямі хваль ад 5 нм да 290 нм.



Чаму?

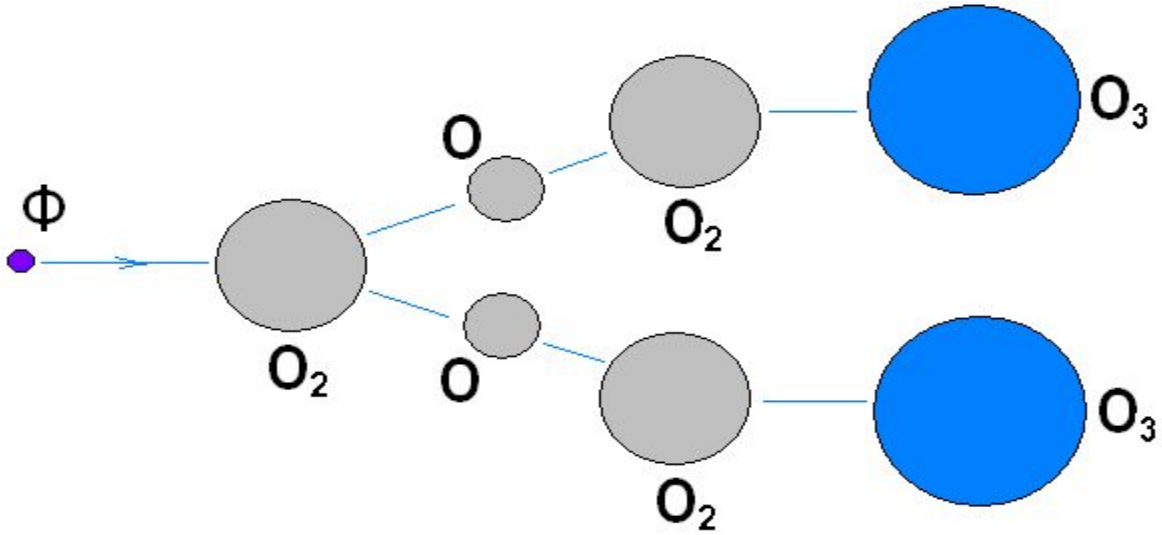
Адказ даў французкі фізік М.Карню.

Ён паказаў, што кароткахвалевая вобласць ультрафіялету эфектыўна паглынаецца малекуламі азону O_3.

Пад уздзеяннем ультрафіялету малекула кісларoду O_2 расшчапляецца на два асобных атама O.

Атам пры сутыкненні з малекулай O_2 утварае малекулу азону O_3.

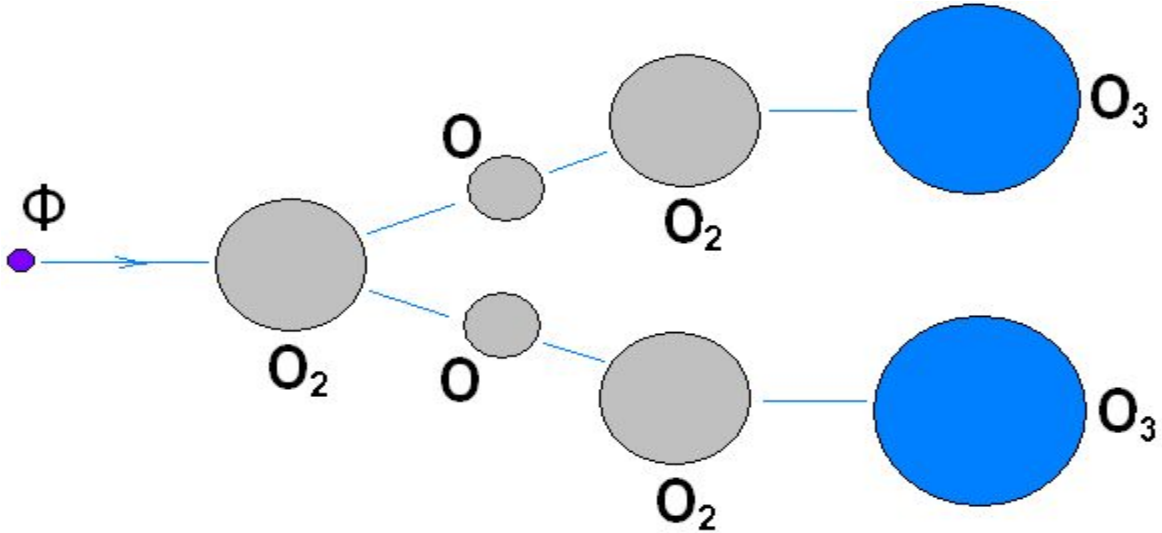
Азон – газ сіняга колеру з рэзкім раздражаючым пахам, вельмі таксічны.



Шары-зонды і геафізічныя ракеты выявілі азонавы слой на вышыні каля 26 км.

Чаму на гэтай вышыні?

На вялікіх вышынях канцэнтрацыя часціц малая, і сустрэча атама кісларoду O з малекулай O_2 малаімаверна.



У прызямны слой атмасферы пранікае мягкі ўльтрафіялет (λ>290нм), які не вызывае распад малекул O_2.

Таму ўмовы для назапашвання азону ствараюцца толькі на вышыні каля 26 км.

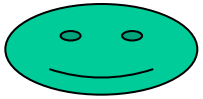
За апошнія дзесяцігоддзі ў сувязі з развіццём прамысловасці ў атмасферу трапляе шмат хімічных злучэнняў, якія разбураюць азонавы слой, які аберагае біясферу Зямлі ад жорсткага ўльтрафіялету.

Асабліва актыўным ў гэтым плане з'яўляецца фрэон (CF_2Cl_2).

У 1981 годзе была выяўлена азонавая дзірка над Антаркцідай. Заўважана тэндэнцыя спусташэння азонавага слою і над другімі раёнамі зямнога шара.

У прыродных умовах азон утвараецца з атмасфернага кісларoду пры навальнічных разрадах, а на вышыні (10 – 30)км – пад уздзеяннем ультрафіялета.

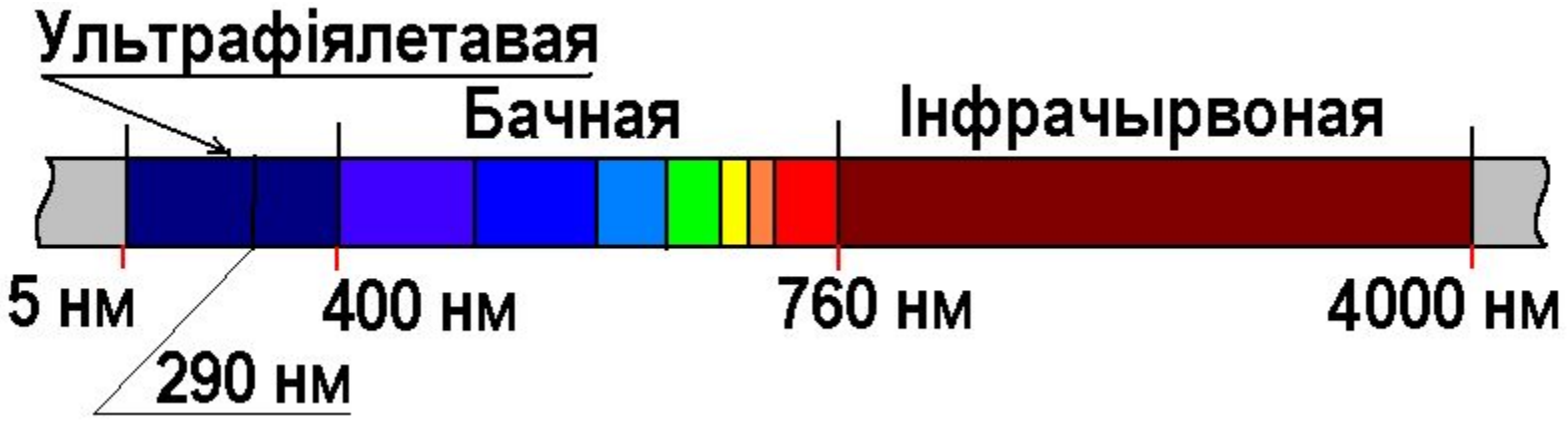
У тэхніцы азон атрымліваюць з дапамогай азанатараў, якія працуюць на аснове ціхіх электрычных разрадаў у кіслародзе.



Парніковы эфект

З боку чырвонага канца бачнага спектра выпраменьвання Сонца знаходзіцца інфрачырвонае выпраменьванне ад 760нм да 100000нм.

На яго прыходзіцца каля 70% праменнай энергіі Сонца.



Энергія Сонца паглынаецца паверхняй Зямлі і рознымі целамі, якія самі становяцца крыніцамі энергіі.

У ясныя безвоблачныя ночы інфрачырвонае выпраменьванне праходзіць праз атмасферу і рассейваецца ў Сусвеце.

Наадварот у пасмурнае надвор'е пры вялікай вільготнасці паветра гэта выпраменьванне паглынаецца малекуламі вады і азонам, што перашкаджае ахалоджванню Зямлі.

Начная тэмпература мала адрозніваецца ад дзённай.

Ствараецца парніковы эфект.

Асабліва моцна парніковы эфект ствараюць малекулы вуглякіслага газу CO_2.

З развіццём прамысловасці і транспарту колькасць CO_2 у атмасферы хутка павялічваецца.

Выкід вугляроду ў атмасферу складае каля 5 000 000 000 тон.

Да 2040 года, як паказвае прагноз, колькасць CO_2 у атмасферы падвоіцца.

За апошнія 100 гадоў сярэднеглабальная тэмпература павялічылася на $0,5^0C$, што прывяло да павялічэння сярэдняга ўзроўню Сусветнага акіяна ад 10 да 15 см (раставанне леднікоў).

Пры падваенні колькасці CO_2 (2040г.) адбудзецца павышэнне тэмпературы ў межах (1,5 – 4,5) ^{0}С, што прывядзе да змянення ўзроўня Сусветнага акіяна ад 30 да 140 см.

Для памяншэння нявызначанасці нашых ведаў у вобласці клімату, яго змяненняў і іх выніку з 1980 года дзейнічае Сусветная кліматычная праграма, якая і займаецца праблемай павялічэння CO_2 у атмасферы.