2023-2024

(فيزياء مقدمه الفيزياء الجويه)

الفرقه رابعه عام فيزياء

Introduction to Atmospheric Physics

By

Dr. Abdel Galeil A Hassan

مقدمة فى فيزياء الغلاف الجوى

أعداد

د عبدالجليل عبدالعال حسن

أستاذ الفيزياء المساعد

كلية العلوم –جامعة جنوب الوادى

Introduction

Earth is a unique planet because the life is found only on this planet. The air has a special place among the conditions necessary for life. The air is a mixture of several gases. The air encompasses the earth from all sides. The air surrounding the Earth is called the atmosphere. The atmosphere is an integral part of our Earth. It is connected with the earth due to the gravitational force of the earth. It helps in stopping the ultra violet rays harmful for the life and maintains the suitable temperature necessary for life. The air is essential for the survival of all forms of life on the earth. You cannot imagine any kind of life in the absence of it. The atmosphere is like a large protective cover. Besides many gases, water vapour and dust particles are also found in the atmosphere. Due to these all kinds of changes take place in the atmosphere you will study in this lesson. The composition and structure of the atmosphere and the cyclic process of main gases.

1. ATMOSPHERE COMPOSITION AND STRUCTURE

The atmosphere is the mixture of different types of gases, including water vapour and dust particles. Nitrogen and Oxygen are the two main gases of the atmosphere. 99 percent part of it is made up of these two gases. Other gases like organ, carbon dioxide, hydrogen, nion, helium etc. form the remaining part of atmosphere. The details of different gases of the atmosphere are given in the table 1 Fig. 1

الأرض كوكب فريد من نوعه لأن الحياة موجودة فقط على هذا الكوكب. الهواء له مكانة خاصة للحياة. الهواء عبارة عن خليط من عدة غازات يحيط الهواء من جميع الجهات بالارض. ويسمى الهواء المحيط بالأرض بالغلاف الجوي.

الغلاف الجوي جزء لا يتجزأ من أرضنا حيث إنه متصل بالأرض بسبب قوة الجاذبية الأرضية. الغلاف الجوى يساعد في إيقاف الأشعة فوق البنفسجية الضارة بالحياة من خلال طبقة الاوزون ozone layer ويحافظ على درجة الحرارة المناسبة اللازمة للحياة وأيضا الهواء ضروري لبقاء جميع أشكال الحياة على الأرض فالغلاف الجوي يشبه الغطاء الواقي الكبير للأرض. إلى جانب العديد من الغازات يحتوى الغلاف الجوى أيضًا على بخار الماء وجزيئات الغبار. **بسبب التغييرات التي تحدث في الغلاف الجوي ، سوف تدرس في هذا المقرر تكوين وبنية الغلاف الجوي**

1-تكوين الغلاف الجوي

الغلاف الجوي عبارة عن خليط من أنواع مختلفة من الغازات ، بما في ذلك بخار الماء وجزيئات الغبار. النيتروجين والأكسجين هما الغازان الرئيسيان للغلاف الجوي.(99٪ منه مكوّن من هذين الغازين.) .تشكل الغازات الأخرى مثل االأرجون و وثاني أكسيد الكربون والهيدروجين والنيون والهيليوم الجزء المتبقي من الغلاف الجوي. كما واضح فى جدول (1) وشكل (1)

Table (1) Amount of gases in dry and air of the atmosphere.

Serial No.	*Gas*	*Amount (in percentage)*	
A.	**Main**		
1.	Nitrogen	78.1	99%
2.	Oxygen	20.9	
B.	**Secondary**		
1.	Organ	0.9	0.99%
2.	Carbon Dioxide	0.03	
3.	Hydrogen	0.01	
4.	Nion	0.0018	
5.	Helium	0.0005	
6.	Ozone	0.00006	
7.	Others		

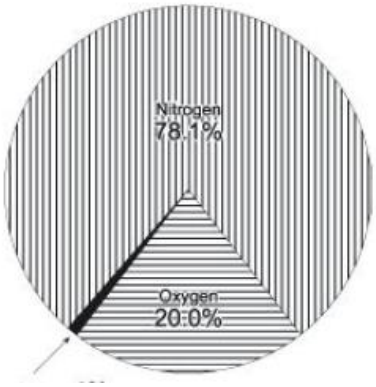


Fig (1) composition of atmosphere

a) Ozone gas

The amount of ozone gas in the atmosphere is very little. It is limited to the ozone layer but it is very important. It protects the living beings by absorbing the ultraviolet rays of the sun. If there was no ozone gas in the atmosphere, there would not have been existence of living beings and plants on the earth surface

b) Water vapour

Gaseous form of water present in the atmosphere is called water vapour. Water vapour present in the atmosphere has made life possible on the earth Water vapour is the source of all kinds of precipitation. Its maximum amount in the atmosphere could be up to 4 percent. Maximum amount of water vapour is found in hot-wet regions and its least amount is found in the dry regions. Generally, the amount of water vapour goes on decreasing from low latitudes to high latitudes

In the same way, its amount goes on decreasing with increasing altitude. Water vapour reaches in the atmosphere through evaporation and transpiration. Evaporation takes place in the oceans, seas, rivers, ponds and lakes while transpiration takes place from the plants, trees and living beings.

c) Dust particles

Dust particles are generally found in the lower layers of the atmosphere. These particles are found in the form of sand, smoke and oceanic salt. Sand particle have important place in the atmosphere. These dust particles help in the condensation of water vapour. During condensation water vapour gets condensed in the form of droplets around these dust particles. Due to this process the clouds are formed and precipitation is made possible.

أ-غاز الأوزون Ozone gas

كمية غاز الأوزون في الغلاف الجوي قليلة جدًا حيث يقتصر على طبقة الأوزون . غاز الأوزون فى الغلاف الجوى مهم للغاية حيث يحمي الكائنات الحية عن طريق إمتصاص أشعة الشمس فوق البنفسجية. إذا لم يكن هناك غاز الأوزون في الغلاف الجوي فلن يكون هناك كائنات ونباتات حية على سطح الأرض

ب - بخار الماء Water vapour

بخار الماء هو الشكل الغازي للماء الموجود في الغلاف الجوي. بخار الماء الموجود في الغلاف الجوي يجعل الحياة ممكنة على الأرض. بخار الماء هو مصدر جميع أنواع هطول الأمطار. قد يصل الحد الأقصى لتركيز بخار الماء في الغلاف الجوي إلى 4 بالمائة. يحدث الحد الأقصى من بخار الماء في المناطق الساخنة الرطبة والحد الاقل في المناطق الجافة. بشكل عام تتناقص كمية بخار الماء من خطوط العرض المنخفضة إلى خطوط العرض العالية بنفس الطريقة كما ان بخار الماء يتناقص مع زيادة الارتفاع. مصدر بخار الماء فى الغلاف الجوي هو التبخر والنتح. يحدث التبخر في المحيطات والبحار والأنهار والبرك والبحيرات بينما يحدث النتح من النباتات والأشجار والكائنات الحية

ج- جزيئات الغبار Dust particles

توجد جزيئات الغبار بشكل عام في الطبقات السفلى من الغلاف الجوي. هذه الجزيئات توجد في شكل رمل ودخان وأملاح من المحيطات. جسيمات الرمل لها مكانه مهمه في الغلاف الجوي. حيث تساعد جزيئات الغبار في تكثيف بخار الماء. أثناء التكثيف يتكثف بخار الماء على شكل قطرات حول جزيئات الغبار. نتيجة لهذه العملية تتشكل الغيوم ويصبح هطول الأمطار ممكنًا

2- Importance of the Atmospheric Composition:

(i) Oxygen is very important for the living beings.

(ii) Carbon dioxide is very useful for the plants.

(iii) Dust particles present in the atmosphere create suitable conditions for the precipitation.

(iv) The amount of water vapour in the atmosphere goes on changing and directly affects the plants and living beings.

(v) Ozone protects all kinds of life on the earth from the harmful ultra violet rays of the sun

3-STRUCTURE OF THE ATMOSPHER

The atmosphere is an integral part of the earth. It surrounds the earth from all sides. Generally it extends up to about 1600 kilometers from the earth's surface. 97 percent of the total amount of weight of the atmosphere is limited up to the height of about 30 kilometers. The atmosphere can be divided into five layers according to the diversity of temperature and density.

(a) Troposphere

(b) Stratosphere

(c) Mesosphere

(d) Ionosphere

(e) Exosphere

أهمية مكونات الغلاف الجوي:

- الأكسجين مهم جدا للكائنات الحية.
- ثاني أكسيد الكربون مفيد جدا للنباتات.
- تخلق جزيئات الغبار الموجودة في الغلاف الجوي ظروفًا مناسبة لهطول الأمطار.
- تتغير كمية بخار الماء في الغلاف الجوي وتؤثر بشكل مباشر على النباتات والكائنات الحية.
- الأوزون يحمي جميع أنواع الحياة على الأرض من أشعة الشمس فوق البنفسجية الضارة

هيكل الغلاف الجوى

الغلاف الجوي جزء لا يتجزأ من الأرض. إنه يحيط بالأرض من جميع الجهات. بشكل عام يمتد لمسافة تصل إلى 1600 كيلومتر من سطح الأرض. 97 في المائة من الوزن الإجمالي للغلاف الجوي محدود بارتفاع حوالي 30 كيلومترًا. يمكن تقسيم الغلاف الجوي إلى خمس طبقات حسب تنوع درجات الحرارة والكثافة **أنظر شكل (2)**

(a) Troposphere

(b) Stratosphere

(c) Mesosphere

(d) Ionosphere

(e) Exosphere

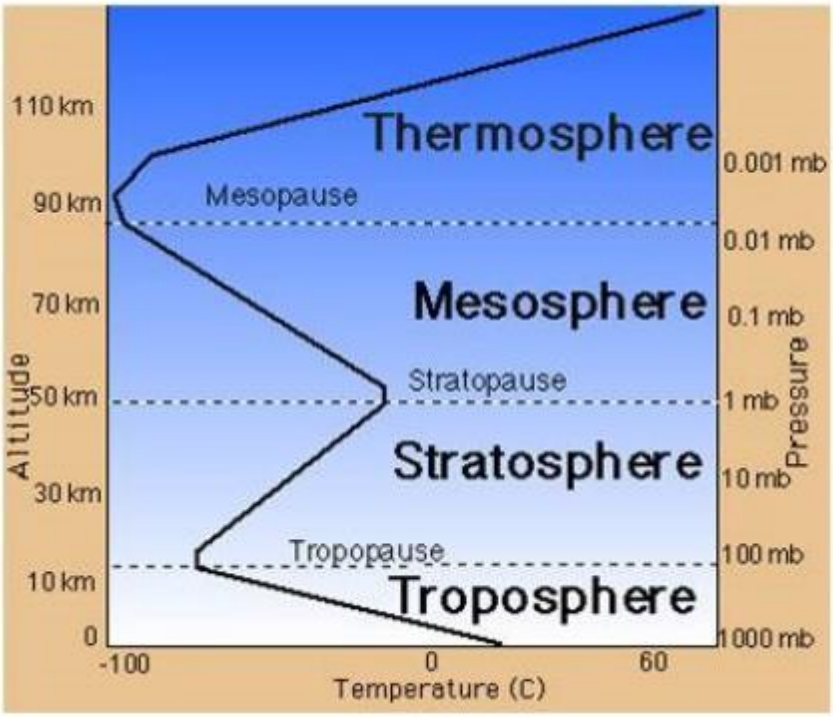


Fig (2) Atmospheric Strata

(a) Troposphere:

(i) This is the lowest layer of the atmosphere.

(ii) The height of this layer is about 18 kms on the equator and 8 kms on the poles. The main reason of higher height at the equator is due to presence of hot convection currents that push the gases upward

(iii) This is the most important layer of the atmosphere because all kinds of weather changes take place only in this layer. Due to these changes development of living world take place on the earth. The air never remains static in this layer. Therefore this layer is called changing sphere or troposphere.

1-التروبوسفير Troposphere

- هذه هي الطبقة الدنيا من الغلاف الجوي.
- يبلغ ارتفاع هذه الطبقة حوالي 18 كم عند خط الاستواء و 8 كم عند القطبين. يرجع السبب الرئيسي للارتفاع الأعلى عند خط الاستواء إلى وجود تيارات الحمل الحراري **convection currents** التي تدفع الغازات إلى أعلى
- هذه هي أهم طبقة من الغلاف الجوي لأن جميع أنواع التغيرات المناخية تحدث فقط في هذه الطبقة. بسبب هذه التغييرات ، يحدث تطور للعالم الحي على الأرض.

- الهواء ثابتًا في هذه الطبقة. لذلك تسمى هذه الطبقة المجال المتغير أو التروبوسفير.
- تنخفض درجة حرارة فى هذه الطبقة مع زيادة ارتفاع الغلاف الجوي. ينخفض بمعدل 10 درجات مئوية على ارتفاع 165 مترًا. وهذا ما يسمى معدل **Normal lapse rate**
- يسمى الحد الأعلى من طبقة التروبوسفير تروبوبوز. هذه منطقة انتقالية. في هذه المنطقة تم العثور على خصائص كل من التروبوسفير (Troposphere) والأيونوسفير , و Ionosphere

(iv) The environmental temperature decreases with increasing height of atmosphere. It decreases at the rate of 10C at the height of 165 meter. This is called **Normal lapse rate.**

(v) The upper limit of the troposphere is called tropopause. This is a transitional zone. In this zone characteristics of both the troposphere and ionosphere are found.

(b) Stratosphere

(i) This layer is above the troposphere.

(ii) This layer is spread up to the height of 50 kms from the Earth's surface. Its average extent 40 kms.

(iii) The temperature remains almost the same in the lower part of this layer up to the height of 20 kms. After this the temperature increases slowly with the increase in the height. The temperature increases due to the presence of ozone gas in the upper part of this layer.

(iv) Weather related incidents do not take place in this layer. The air blows horizontally here. Therefore this layer is considered ideal for flying of aircrafts

(c) Mesosphere

(i) It is the third layer of the atmosphere spreading over stratosphere.

(ii) It spreads upto the height of 80 kms. from the surface of the earth. It's extent is 30 kms.

(iii) Temperature goes on decreasing and drops up to – 1000C.

(iv) 'Meteors' or falling stars occur in this layer.

2-ستراتوسفير Strtosphere

- هذه الطبقة فوق طبقة التروبوسفير.
- تمتد هذه الطبقة حتى ارتفاع 50 كيلومترا من سطح الأرض. متوسط مداه 40 كيلومترا.
- تظل درجة الحرارة كما هي تقريبًا في الجزء السفلي من هذه الطبقة حتى ارتفاع 20 كم. بعد ذلك تزداد درجة الحرارة ببطء مع زيادة الارتفاع بسبب وجود غاز الأوزون في الجزء العلوي من هذه الطبقة.
- لا تحدث الحوادث المتعلقة بالطقس في هذه الطبقة . فى هذه الطبقة يهب الهواء أفقياً لذلك تعتبر هذه الطبقة مثالية لتحليق الطائرات

3-الميزوسفير Mesosphere

- إنها الطبقة الثالثة من الغلاف الجوي الممتدة فوق الستراتوسفير.
- تمتد هذه الطبقة حتى ارتفاع 80 كم. من على سطح الارض. متوسط مداها 30 كيلومترا.
- تستمر درجة الحرارة في التناقص وتنخفض حتى - 1000 درجة مئوية.
- تحدث "الشهب" Meteors أو النجوم المتساقطة في هذه الطبقة.

(d) Ionosphere

(i) This is the fourth layer of the atmosphere. It is located above the mesosphere.

(ii) This layer spreads up to the height of 400 kms. from the surface of the earth. The width of this layer is about 300 kms.

(iii) The temperature starts increasing again with increasing height in this layer.

(iv) Electrically charged currents flows in the air in this sphere. Radio waves are reflected back on the earth from this sphere and due to this radio broadcasting has become possible.

(e) Exosphere

(i) This is the last layer of the atmosphere located above ionosphere and extends to beyond 400 km above the earth.

(ii) Gases are very sparse in this sphere due to the lack of gravitational force. Therefore, the density of air is very less here.

- Change of weather take place only in troposphere.
- Change of weather conditions do not take place in stratosphere. This is an ideal layer for flying aero planes.
- Ions are found in abundance in ionosphere. Ionosphere reflects back the radio waves to the earth and makes possible the communication system.
- Density of air is the least in the exosphere

4- أيونوسفيرIonsphere

- هذه هي الطبقة الرابعة من الغلاف الجوي. تقع فوق طبقة الميزوسفير.
- تمتد هذه الطبقة حتى ارتفاع 400 كم. من على سطح الارض. يبلغ عرض هذه الطبقة حوالي 300 كيلومتر.
- تبدأ درجة الحرارة في الزيادة مرة أخرى مع زيادة الارتفاع في هذه الطبقة.
- تتدفق التيارات المشحونة كهربائيًا **Electrically charged currents** في الهواء في هذا المجال. تنعكس موجات الراديو على الأرض من هذا المجال وبسبب هذا البث الإذاعي أصبح ممكنًا

5- أكسوسفير Exosphere

- هذه هي الطبقة الأخيرة من الغلاف الجوي الواقعة فوق طبقة الأيونوسفير وتمتد إلى ما بعد 400 كيلومتر فوق الأرض.
- الغازات متناثرة للغاية في هذا المجال بسبب نقص قوة الجاذبية **gravitational force**. لذلك ، فإن كثافة الهواء هنا أقل بكثير.

مما سبق نتوصل للحائق التالية

- تغير الطقس يحدث فقط في طبقة التروبوسفير.
- لا يحدث تغير في الأحوال الجوية في الستراتوسفير. هذه طبقة مثالية لتحليق الطائرات.
- تم العثور على الأيونات بكثرة في الأيونوسفير. يعكس الأيونوسفير موجات الراديو إلى الأرض ويجعل نظام الاتصالات ممكنًا.
- كثافة الهواء هي الأقل في الغلاف الخارجي

Gas Laws

Understanding atmospheric thermodynamics begins with the gas laws that you learned in chemistry. Because these laws are so important, we will review them again here and put them in forms that are particularly useful for atmospheric science. **You will want to memorize these laws** because they will be used again and again in many other areas of atmospheric science, including cloud physics, atmospheric structure, dynamics, radiation, boundary layer, and even forecasting.

Ideal Gas Law

The atmosphere is a mixture of gases that can be compressed or expanded in a way that obeys the Ideal Gas Law:

$$PV = NRT$$

Where p is pressure (Pa = kg m^{-1} s^{-2}), V is the volume (m^3), N is the number of moles, R is the gas constant (8.314 J K^{-1} $mole^{-1}$), and T is the temperature (K). Note also that both sides of the Ideal Gas Law equation have the dimension of energy (J = kg m^2 s^{-2}).

Recall that a mole is 6.02 x 10^{23} molecules (Avogadro's Number). Above Equation is a form of the ideal gas law that is independent of the type of molecule or mixture of molecules..

Usually in the atmosphere we do not know the exact volume of an air parcel or air mass. To solve this problem, we can rewrite the Ideal Gas Law in a different useful form if we divide N by V and then multiply by the average mass per mole of air to get the **mass density**:

$$\boldsymbol{\rho} = \frac{NM}{\mathrm{V}}$$

قوانين الغاز

يبدأ فهم الديناميكا الحرارية في الغلاف الجوي بقوانين الغاز التي تعلمتها من قبل في الكيمياء. هذه القوانين مهمة للغاية سوف نراجعها مرة أخرى هنا ونضعها في أشكال مفيدة بشكل خاص لعلوم الغلاف الجوي. سترغب في حفظ هذه القوانين لأنها ستُستخدم مرارًا وتكرارًا في العديد من مجالات علوم الغلاف الجوي ،

1- قانون الغاز المثالي

الغلاف الجوي عبارة عن مزيج من الغازات التي يمكن ضغطها أو تمددها بطريقة تتوافق مع قانون الغاز المثالي:

$$PV = NRT$$

حيث P هو الضغط ويقاس ب ($Pa = kg\ m^{-1}\ s^{-2}$) و V هو الحجم (m^3) و N هو عدد المولات و R الثابت العام للغازات ($8.314\ J\ K^{-1}\ mole^{-1}$) و T درجة الحرارة ذكر أن المول هو 6.02×10^{23} جزيء (رقم أفوجادرو). المعادلة السابقة هي شكل من أشكال قانون الغاز المثالي

عادة في الغلاف الجوي لا نعرف الحجم الدقيق لكومة من الهواء أو الكتلة الهوائية. لحل هذه المشكلة ، يمكننا إعادة كتابة قانون الغاز المثالي بصيغة مختلفة مفيدة إذا قسمنا N على V ثم ضربنا في متوسط الكتلة لكل مول من الهواء للحصول على كثافة الكتلة

$$\boldsymbol{\rho} = \frac{NM}{\mathrm{V}}$$

mass (kg mol^{-1}). Density has SI units of kg m^{-3}. The Greek symbol ρ is used for density and should not be confused with the symbol for pressure, P.

$$P = \frac{\boldsymbol{\rho RT}}{M}$$

Density is an incredibly important quantity in meteorology. Air that is denser than its surroundings (often called its environment) sinks, while air that is less dense than its surroundings rises. Note that density depends on temperature, pressure, and the average molar mass of the air parcel. The average molar mass depends on the atmospheric composition and is just the sum of the mole fraction of each type of molecule times the molar mass of each molecular constituent

Example

Let's calculate the density of dry air where you live. We will use the Ideal Gas Law and account for the three most abundant gases in the atmosphere: nitrogen, oxygen, and argon. The mole fractions of the gases are 0.78, 0.21, and 0.01, respectively. M is the molar mass of air; M = 0.029 kg mol^{-1}, which is just an average that accounts for the mole fractions of the three gases:

$$M = 0.78\ MN_2 + 0.21\ MO_2 + 0.01\ Mar$$

$$0.78 \cdot 0.028 + 0.21 \cdot .032 + 0.01 \cdot 0.040 = 0.029\ kg\ mol^{-1}$$

R = 8.314 J K^{-1} mol^{-1}. Here, p = 960 hPa = 9.6 x 10^4 Pa and T = 20 ^oC = 293 K.

Putting these values into the equation

$$P = \frac{\boldsymbol{\rho RT}}{M}$$

we get that the dry air density is 1.1 kg m^{-3}.

كتلة (كجم مول $^{1-}$). الكثافة لها وحدات S I $kg\ m^{-3}$. يستخدم الرمز اليوناني ρ للكثافة ويجب عدم الخلط بينه وبين رمز الضغط P.

$$P = \frac{\boldsymbol{\rho RT}}{M}$$

الكثافة كمية مهمة للغاية في الأرصاد الجوية. يهبط الهواء الأكثر كثافة من محيطه ، بينما يرتفع الهواء الأقل كثافة من محيطه. الكثافة تعتمد على درجة الحرارة والضغط ومتوسط الكتلة المولية لكومة من الهواء. يعتمد متوسط الكتلة المولية على مكونات الغلاف الجوي وهو مجرد مجموع جزء لكل نوع من الجزيئات مضروبًا في الكتلة المولية لكل مكون جزيئي

مثال

دعنا نحسب كثافة الهواء الجاف في المكان الذي تعيش فيه. بأستخدام القانون العام الغاز المثالي نحسب الغازات الثلاثة الأكثر وفرة في الغلاف الجوي: (النيتروجين والأكسجين والأرجون.) الكسور الجزيئية للغازات هي 0.78 و 0.21 و 0.01 على التوالي. M هي الكتلة المولية للهواء ؛ M = 0.029 كجم مول $^{1-}$ ، وهو مجرد متوسط يمثل الكسور الجزيئية للغازات الثلاثة:

$$M = 0.78\ MN_2 + 0.21\ MO_2 + 0.01\ Mar$$

$$0.78 \cdot 0.028 + 0.21 \cdot .032 + 0.01 \cdot 0.040 = 0.029\ kg\ mol^{-1}$$

$R = 8.314\ J\ K^{-1}\ mol^{-1}$. Here, $p = 960\ hPa = 9.6 \times 10^4\ Pa$ and $T = 20\ ^oC = 293\ K$.

Putting these values into the equation

$$P = \frac{\boldsymbol{\rho RT}}{M}$$

we get that the dry air density is $1.1\ kg\ m^{-3}$.

Dry Air

Often in meteorology we use mass-specific gas laws so that we must specify the gas that we are talking about, usually only dry air (N_2 + O_2 + Ar + CO_2 +…) or water vapor (gaseous H_2O). We can divide R by M_i to get a mass-specific gas constant, such as $R_d = R/M_{dry\ air}$.

Thus, we will use the following form of the Ideal Gas Law **for dry air**:

$$P_d = \rho_d R_d T$$

$$R_d = \frac{R}{M_{dry\ air}} = \frac{8.31 K^{-1} mol^{-1}}{0.02897 kg\ mol^{-1}}$$

$$= 461\ m^2 s^{-2} K^{-1} = 461\ J kg^{-1} K^{-1}$$

$M_{dry\ air}$ is 0.02897 kg mol^{-1}, which is the average of the molar masses of the gases in a dry atmosphere computed to four significant figures.

Note that p must be in Pascals (Pa), which is 1/100th of a mb (a.k.a, hPa), and T must be in Kelvin (K).

Water Vapor

We can do the same procedure **for water vapor**:

$$P_v = e = \rho_v R_V T$$

$$R_V = \frac{R}{M_{water\ vapor}}$$

$$\frac{8.314\ J K^{-1} mol^{-1}}{0.0180\ Kg\ mol^{-1}} = 461 m^2 s^{-2} K^{-1} = 461 J kg{-}1 K^{-1}$$

Typically e is used to denote the water vapor pressure, which is also called the water vapor partial pressure.

هواء جاف

غالبًا في علم الأرصاد الجوية نستخدم قوانين الغاز الخاصة بالكتلة بحيث يتعين علينا تحديد الغاز الذي نتحدث عنه وعادة ما يكون الهواء الجاف فقط ($N_2 + O_2 + Ar$ +...+ CO_2 +أو بخار الماء (H_2O) الغازي). يمكننا قسمة R على Mi للحصول على ثابت غاز خاص بالكتلة ، مثل $R_d = R / Mdry\ air$.

وبالتالي ، سوف نستخدم الشكل التالي من قانون الغاز المثالي للهواء الجاف:

$$P_d = \rho_d R_d T$$

$$R_d = \frac{R}{M_{dry\ air}} = \frac{8.31 K^{-1} mol^{-1}}{0.02897 kg\ mol^{-1}}$$

$$= 461\ m^2 s^{-2} K^{-1} = 461\ J kg^{-1} K^{-1}$$

$M_{dry\ air}$ المتوسط للهواء الجاف is 0.02897 kg mol^{-1},

لاحظ أن p يجب أن يكون بالباسكال (Pa) ، ويجب أن يكون T بالكلفن (K).

بخار الماء

نستخدم نفس الطريقة لبخار الماء

$$P_v = e = \rho_v R_V T$$

$$R_V = \frac{R}{M_{water\ vapor}}$$

$$\frac{8.314\ JK^{-1}mol^{-1}}{0.0180\ Kg\ mol^{-1}} = 461 m^2 s^{-2} K^{-1} = 461 Jkg{-}1K^{-1}$$

عادةً ما يتم استخدام e للإشارة إلى ضغط بخار الماء ، والذي يُسمى أيضًا الضغط الجزئي لبخار الماء water vapour pressure.

2-Dalton's Law

This gas law is used often in meteorology. Applied to the atmosphere, it says that the total pressure is the sum of the partial pressures for dry air and water vapor:

$$P=P_d+H_2O+e$$

Imagine that we put moist air and an absorbent in a jar and screw the lid on the jar. If we keep the temperature constant as the absorbent pulls water vapor out of the air, the pressure inside the jar will drop to p_d. Always keep in mind that when we measure pressure in the atmosphere, we are measuring the ***total*** pressure, which includes the partial pressures of dry air and water vapor.

So it follows that the **density of dry air and water vapor** also add:

$$\rho=\rho_d+\rho_v$$

Application of Gas Laws

- When the physical conditions of the environment change, the behavior of gas particles deviates from their regular behavior. The numerous laws known as gas law can be used to investigate these changes in gas behavior.
- The gas laws have been around for a long time, and they greatly assist scientists in determining quantities, pressure, volume, and temperature when it comes to gas.
- Furthermore, the gas law, as well as newer variants, are used in a variety of practical applications using gas. For example, measurements of respiratory gases, tidal volume, and vital capacity, among other things, are taken at room temperature, despite the fact that these exchanges occur in the body at 37 degrees Celsius.
- The law is also frequently utilised in thermodynamics and fluid dynamics. It can be employed in weather prediction systems

2 - قانون دالتون Dalton's Law

يستخدم قانون الغاز هذا غالبًا في الأرصاد الجوية. عند تطبيقها على الغلاف الجوي ، تقول أن الضغط الكلي هو مجموع الضغوط الجزئية للهواء الجاف وبخار الماء:

$$P = P_d + P_{H_2O} + e$$

تخيل أننا نضع هواءً رطبًا وماصًا في وعاء ونغلق الغطاء على االوعاء. إذا حافظنا على ثبات درجة الحرارة حيث يسحب جهاز الامتصاص بخار الماء من الهواء ، سينخفض الضغط داخل الجرة إلى ؛P_d. ضع في اعتبارك دائمًا أنه عندما نقيس الضغط في الغلاف الجوي ، فإننا نقيس الضغط الكلي ، والذي يتضمن الضغوط الجزئية للهواء الجاف وبخار الماء. ويترتب على ذلك أن كثافة الهواء الجاف وبخار الماء تضيف أيضًا:

$$\rho = \rho_d + \rho_v$$

تطبيقات لقوانين الغاز

- عندما تتغير الظروف الفيزيائية للمادة فإن سلوك جزيئات الغاز ينحرف عن سلوكها المعتاد. يمكن استخدام القوانين العديدة المعروفة باسم قانون الغاز للتحقيق في هذه التغييرات
- قوانين الغاز موجودة منذ فترة طويلة وهي تساعد العلماء بشكل كبير في تحديد الكميات والضغط والحجم ودرجة الحرارة عندما يتعلق الأمر بالغاز
- علاوة على ذلك ، يتم استخدام قانون الغاز ، وكذلك المتغيرات الأحدث في مجموعة متنوعة من التطبيقات العملية باستخدام الغاز. على سبيل المثال ، يتم أخذ قياسات غازات الجهاز التنفسي وحجم المد والجزر والقدرة الحيوية ، من بين أشياء أخرى ، في درجة حرارة الغرفة ، على الرغم من حقيقة أن هذه التبادلات تحدث في الجسم عند 37 درجة مئوية.
- يستخدم القانون في الديناميكا الحرارية وديناميكا الموائع ويمكن استخدامه في أنظمة التنبؤ بالطقس

Virtual Temperature

Suppose there are two air parcels with different temperatures and water vapor amounts but the same pressure. Which one has a lower density?

We can calculate the density to determine which one is lighter, but there is another way to do this comparison. **Virtual temperature, T_v, is defined as the temperature dry air must have so that its density equals that of ambient moist air**. Thus, virtual temperature is a property of the ambient moist air. Because the air density depends on the amount of moisture (for the same pressure and temperature), we have a hard time determining if the air parcel is more or less dense relative to its surroundings, which may have a different temperature and amount of water vapor. It is useful to pretend that the moist parcel is a dry parcel and to account for the difference in density by determining the temperature that the dry parcel would need to have in order to have the same density as the moist air parcel. We can define the amount of moisture in the air by a quantity called **specific humidity, *q***

$$q = \frac{\boldsymbol{\rho}_v}{\boldsymbol{\rho}_d + \boldsymbol{\rho}_v}$$

We see that q is just the fraction of water vapor density relative to the total moist air density. Usually q is given in units of g of water vapor per kg of dry air, or g kg^{-1}.

درجة الحرارة الأفتراضية

افترض أن هناك كومتين من الهواء بدرجات حرارة مختلفة وكميات بخار الماء ولكن نفس الضغط. أيهما أقل كثافة؟

يمكننا حساب الكثافة لتحديد أيهما أخف ، ولكن هناك طريقة أخرى لإجراء هذه المقارنة. تُعرَّف درجة الحرارة الافتراضية (T_V) على أنها درجة حرارة الهواء الجاف التى تتساوى كثافته مع كثافة الهواء المحيط الرطب. وبالتالي ، فإن درجة الحرارة الافتراضية هي خاصية للهواء الرطب المحيط.

نظرًا لأن كثافة الهواء تعتمد على كمية الرطوبة (لنفس الضغط ودرجة الحرارة) ، فإننا نواجه صعوبة في تحديد ما إذا كان كومة من الهواء أكثر أو أقل كثافة بالنسبة لمحيطها ، والذي قد يكون له درجة حرارة مختلفة وكمية بخار الماء مختلفة . من المفيد التظاهر بأن كومة الهواء الرطب عبارة عن كومة هواء جاف وأن يتم حساب الاختلاف في الكثافة عن طريق تحديد درجة الحرارة التي ستحتاجها كومة الهواء الجاف من أجل الحصول على نفس كثافة كومة الهواء الرطب. يمكننا تحديد كمية الرطوبة في الهواء بكمية تسمى الرطوبة النوعية ، q

$$q = \frac{\boldsymbol{\rho}_v}{\boldsymbol{\rho}_d + \boldsymbol{\rho}_v}$$

نرى أن q هو مجرد جزء من كثافة بخار الماء بالنسبة لكثافة الهواء الرطب الكلية. عادةً ما تُعطى q بوحدات جرام من بخار الماء لكل كيلوجرام من الهواء الجاف ، أو جرام كيلوجرام $^{-1}$

Using the Ideal Gas Law and Dalton's Law, we can derive the **equation for virtual temperature**:

$$T_v = [1 + 0.61q]$$

where T and T_v have units of Kelvin (not ^{o}C and certainly not ^{o}F!) and q must be unit less (e.g., kg kg^{-1}).

Note that moist air always has a higher virtual temperature than dry air that has the same temperature as the moist air because, as noted above, moist air is always less dense than dry air for the same temperature and pressure.

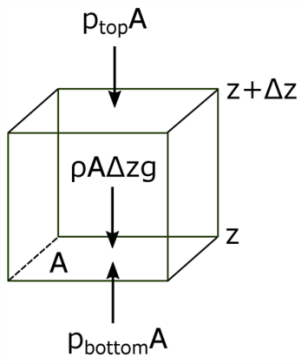
Note also that for dry air, q = 0 and the virtual temperature is the same as the temperature.

Solve the following problem on your own. After arriving at your own answer, click on the link to check your work

Consider a blob of air (T_{blob} = 25 ^{o}C, q_{blob} = 10 g kg^{-1}) at the same pressure level as a surrounding environment (T_{env} = 26 ^{o}C and $qenv$ = 1 g kg^{-1}). If the blob has a lower density than its environment, then it will rise. Does it rise?

The Atmosphere's Pressure Structure: Hydrostatic Equilibrium

The atmosphere's vertical pressure structure plays a critical role in weather and climate. We all know that pressure decreases with height, but do you know why?



بأستخدام القانون العام للغازات وقانون دالتون للضغوط نستطيع أشتقاق معادلة درجة الحرارة الأفتراضية **virtual temperature**

$$T_v = [1 + 0.61q]$$

يث تحتوي T و T_v على وحدات من Kelvin (ليست °C وبالتأكيد ليست °F) ويجب أن تكون q unit less (على سبيل المثال ، 1 – kg kg) ..

لاحظ أن الهواء الرطب يحتوي دائمًا على درجة حرارة افتراضية أعلى من الهواء الجاف الذي له نفس درجة حرارة الهواء الرطب لأن الهواء الرطب ، كما هو مذكور أعلاه ، يكون دائمًا أقل كثافة من الهواء الجاف لنفس درجة الحرارة والضغط.

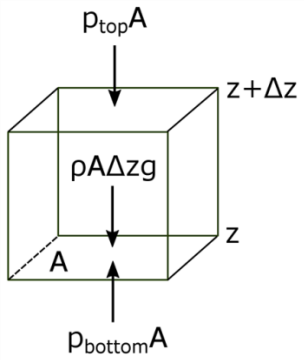
لاحظ أيضًا أنه بالنسبة للهواء الجاف ، q = 0 ودرجة الحرارة الافتراضية هي نفس درجة الحرارة

حل المشكلة التالية بنفسك.

ضع في اعتبارك فقاعة من الهواء (T_{blob} = 25 درجة مئوية ، q_{blob} = 10 جم كجم $^{-1}$) عند نفس مستوى الضغط مثل البيئة المحيطة (T_{env} = 26 درجة مئوية و q_{env} = 1 جم كجم $^{-1}$). إذا كانت النقطة ذات كثافة أقل من بيئتها ، فسوف ترتفع. هل ترتفع؟

التوازن الهيدروستاتيكي

يلعب هيكل الضغط العمودي للغلاف الجوي دورًا مهمًا في الطقس والمناخ. نعلم جميعًا أن الضغط يتناقص مع الارتفاع ، لكن هل تعلم لماذا؟



The atmosphere's basic pressure structure is determined by the hydrostatic balance of forces (link is external). To a good approximation, every air parcel is acted on by three forces that are in balance, leading to no net force. Since they are in balance for any air parcel, the air can be assumed to be static or moving at a constant velocity.

There are 3 forces that determine hydrostatic balance:

1. One force is downwards (negative) onto the top of the cuboid from the pressure, *p*, of the fluid above it. It is, from the definition of pressure(link is external)

$$F_{top} = P_{top}\, A$$

2- Similarly, the force on the volume element from the pressure of the fluid below pushing upwards (positive) is:

$$F_{bottom} = P_{bottom}\, A$$

3- Finally, the weight (link is external) of the volume element causes a force downwards. If the density (link is external) is ρ, the volume is *V*, which is simply the horizontal area *A* times the vertical height, Δz, and *g* the standard gravity(link is external), then:

$$F_{weight} = -\rho V_g = -\rho g A \boldsymbol{\Delta z}$$

By balancing these forces, the **total force on the fluid** is:

$$\sum F = F_{top} + F_{bottom} + F_{weight}$$

$$= P_{bottom}\, A - P_{top} A - \rho g A\, \Delta z,$$

This sum equals zero if the air's velocity is constant or zero. Dividing by *A*,

$$0 = P_{bottom} - P_{top} - \rho g\, \Delta z$$

$$P_{top} - P_{bottom} = -\rho g\, \Delta z$$

تم تحديد هيكل الضغط الأساسي للغلاف الجوي من خلال توازن القوى الهيدروستاتيكية. لتقريب جيد ، يتم العمل على كل كومة من الهواء بثلاث قوى متوازنة ، مما يؤدي إلى عدم وجود قوة صافية. نظرًا لأنها متوازنة لأي كومة من الهواء يمكن افتراض أن الهواء ثابت أو يتحرك بسرعة ثابتة.

هناك ثلاث قوى تحدد التوازن الهيدروستاتيكي:

1- قوة واحدة لأسفل (سالبة) على الجزء العلوي من متوازي المستطيلات من الضغط، للسائل فوقه. ومن تعريف الضغط (الرابط خارجي)

$$F_{top} = P_{top}\, A$$

2- وبالمثل ، فإن القوة المؤثرة على عنصر الحجم من ضغط السائل الموجود أسفل الدفع لأعلى (موجب) هي:

$$F_{top} = P_{top}\, A$$

3- أخيرًا ، يتسبب وزن عنصر الحجم في إحداث قوة لأسفل. إذا كانت الكثافة (الرابط خارجي) هي ρ ، فإن الحجم هو V ، وهو ببساطة المنطقة الأفقية مضروبًا في الارتفاع الرأسي ، Z ، و g الجاذبية القياسية (الرابط خارجي) ، إذن :

$$F_{weight} = -\rho V_g = -\rho g A \boldsymbol{\Delta z}$$

$$\sum F = F_{top} + F_{bottom} + F_{weight}$$

$$= P_{bottom}\, A - P_{top} A - \rho g A\, \Delta z,$$

هذا المجموع يساوي صفرًا إذا كانت سرعة الهواء ثابتة أو صفرًا. القسمة على A

$$0 = P_{bottom} - P_{top} - \rho g\, \Delta z$$

$$P_{top} - P_{bottom} = -\rho g\, \Delta z$$

$P_{top} - P_{bottom}$ is a change in pressure, and Δz is the height of the volume element – a change in the distance above the ground. By saying these changes are infinit esimally (link is external) small, the equation can be written in differential (link is external) form, where *dp* is top pressure minus bottom pressure just as dz is top altitude minus bottom altitude.

$$dP == -\rho g \Delta z$$

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g$$

This equation is called the **Hydrostatic Equation**.

Using the Ideal Gas Law, we can replace ρ and get the equation for dry air:

$$\frac{dP}{dz} = -g\frac{P}{R_d T}$$

$$\frac{dP}{P} == -\frac{g}{R_d T}dz = \; -\frac{Mg}{RT}\mathrm{dz}$$

We could integrate both sides to get the altitude dependence of but we can only do that if *T* is constant with height. It is not, but it does not vary by more than about ±20%. So, doing the integral,

$$P = P_0\, e^{-z/H}$$

Where P_0 is surface pressure and $H = \frac{R\bar{T}}{M_{air}\, g}$

H is called a scale height because when *Z*= *H*, we have $p = p_o e^{-1}$. If we use an average *T* of 250 K, with M_{air} = 0.029 kg mol^{-1}, then *H* = 7.3 km. The pressure at this height is about 360 hPa, close to the 300 mb surface that you have seen on the weather maps. Of course the forces are not always in hydrostatic balance and the pressure depends on temperature, thus the pressure changes from one location to another on a constant height surface.

P_{top} - P_{bottom} هو تغيير في الضغط ، و Δ z هو ارتفاع عنصر الحجم - تغيير في المسافة فوق الأرض. بالقول إن هذه التغييرات لا نهائية بشكل أساسي صغير ، يمكن كتابة المعادلة بصيغة تفاضلية ، حيث يكون dP هو الضغط الأعلى مطروحًا منه الضغط السفلي تمامًا مثل Δz هو الارتفاع العلوي مطروحًا منه الارتفاع السفلي.

$$dP == -\rho g\, \Delta z$$

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g$$

هذه المعادلة تسمى المعادلة الهيدروستاتيكية وبأستخدام معادلة الغاز المثالى والتعويض عن ρ نحصل على معادلة للهواء الجاف

.

$$\frac{dP}{dz} = -g\frac{P}{R_d T}$$

$$\frac{dP}{P} == -\frac{g}{R_d T}dz = \; -\frac{Mg}{RT}\mathrm{dz}$$

يمكننا تكامل كلا من الجانبين للحصول على اعتماد الارتفاع على ؛ ولكن لا يمكننا فعل ذلك إلا إذا كان T ثابتًا مع الارتفاع. إنها ليست كذلك ، لكنها لا تختلف بأكثر من حوالي ± 20٪. لذلك ، عند القيام بالتكامل

$$P = P_0\, e^{-z/H}$$

Where P_0 is surface pressure and $H = \frac{R\bar{T}}{M_{air}\, g}$

يسمى H ارتفاع المقياس لأنه عندما يكون Z = H ، يكون لدينا $P = P_o\, e^{-1}$. إذا استخدمنا متوسط T يبلغ 250 كلفن ، مع M_{air} = 0.029 كجم مول $^{-1}$ فإن H = 7.3 كم. يبلغ الضغط عند هذا الارتفاع حوالي 360 hpa ، بالقرب من السطح 300 mb الذي رأيته في خرائط الطقس. بالطبع لا تكون القوى دائمًا في توازن هيدروستاتيكي ويعتمد الضغط على درجة الحرارة وبالتالي يتغير الضغط من موقع إلى آخر عند سطح و ارتفاع ثابت

From the above equation, we can conclude that the atmospheric pressure falls off exponentially with height at a rate given by the scale height. Thus, for every 7 km increase in altitude, the pressure drops by about 2/3. At 40 km, the pressure is only a few tenths of a percent of the surface pressure. Similarly, the concentration of molecules is only a few tenths of a percent, and since molecules scatter sunlight, you can see in the picture below that the scattering is much greater near Earth's surface than it is high in the atmosphere.

First Law of Thermodynamics

Weather involves heating and cooling, rising air parcels and falling rain, thunderstorms and snow, freezing and thawing. All of this weather occurs according to the three laws of Thermodynamics.

The First Law of Thermodynamics tells us how to account for energy in any molecular system, including the atmosphere. As we will see, the concept of temperature is tightly tied to the concept of energy, namely thermal energy, but they are not the same because there are other forms of energy that can be exchanged with thermal energy, such as mechanical energy or electrical energy.

Each air parcel contains molecules that have internal energy, which when thinking about the atmosphere, is just the kinetic energy of the molecules (associated with molecular rotations and, in some cases, vibrations) and the potential energy of the molecules (associated with the attractive and repulsive forces between the molecules). Internal energy does not consider their chemical bonds nor the nuclear energy of the nucleus because these do not change during collisions between air molecules. Doing work on an air parcel involves either expanding it by increasing its volume or contracting it.

من المعادلة السابقة ، يمكننا أن نستنتج أن الضغط الجوي ينخفض أسيًا مع الارتفاع بمعدل معطى بارتفاع المقياس. وهكذا ، مع كل زيادة في الارتفاع بمقدار 7 كيلومترات ، ينخفض الضغط بنحو 3/2.

عند 40 كم يكون الضغط مجرد بضعة أعشار بالمائة من ضغطه عند السطح. وبالمثل فإن تركيز الجزيئات لا يتجاوز بضعة أعشار من نسبة مئوية ، وبما أن الجزيئات تبدد ضوء الشمس نجد ان التشتت أكبر بكثير بالقرب من سطح الأرض بالمقارنة بالتشتت اعلى الغلاف الجوى

القانون الأول للديناميكا الحرارية First Law of Thermodynamics

يشمل الطقس التدفئة والتبريد وارتفاع كومة من الهواء وتساقط الأمطار والعواصف الرعدية والثلوج والتجميد والذوبان. يحدث كل هذا الطقس وفقًا للقوانين الثلاثة للديناميكا الحرارية.

يخبرنا القانون الأول للديناميكا الحرارية عن كيفية حساب الطاقة في أي نظام جزيئي ، بما في ذلك الغلاف الجوي. يرتبط مفهوم درجة الحرارة ارتباطًا وثيقًا بمفهوم الطاقة أي الطاقة الحرارية لكنهما مختلفان لأن هناك أشكالًا أخرى من الطاقة يمكن استبدالها بالطاقة الحرارية مثل الطاقة الميكانيكية أو الطاقة الكهربائية

تحتوي كومة من الهواء على جزيئات لها طاقة داخلية U والتي عند التفكير في الغلاف الجوي فهي مجرد الطاقة الحركية للجزيئات (المرتبطة بالدورات الجزيئية ، وفي بعض الحالات ، الاهتزازات) والطاقة الكامنة للجزيئات (المرتبطة بالجاذبية). وقوى التنافر بين الجزيئات). لا تأخذ الطاقة الداخلية في الاعتبار روابطها الكيميائية ولا الطاقة النووية للنواة لأنها لا تتغير أثناء الاصطدام بين جزيئات الهواء. يتضمن العمل على طرد هوائي إما توسيعه عن طريق زيادة حجمه أو تقليصه

In the atmosphere, as in any system of molecules, energy is not created or destroyed, but instead, it is conserved. We just need to keep track of where the energy comes from and where it goes.

Let *U* be an air parcel's internal energy, *Q* be the heating rate of that air parcel, and *W* be the rate that work is done on the air parcel. Then:

$$\frac{dU}{dt} = Q + W$$

The dimensions of energy are M L^2 T^{-2} so the dimensions of this equation are M L^2 T^{-3}.

To give more meaning to this energy budget equation, we need to relate *U*, *Q*, and *W* to variables that we can measure. Once we do that, we can put this equation to work. To do this, we resort to the Ideal Gas Law.

For processes like those that occur in the atmosphere, we can relate working, *W*, to a change in volume because work is force times distance. Imagine a cylinder with a gas in it. The cross-sectional area of the piston is *A*. If the piston compresses the gas by moving a distance *dx*, the amount of work being done by the piston on the gas is the force (*PA*) multiplied by the distance (*dx*). *W* is then *PAdx*/*dt*. But the volume change is simply –*Adx*/*dt* and so:

$$W = -P\frac{dV}{dx}$$

Reducing a volume of gas ($dV/dt < 0$) takes energy, so working on an air parcel is positive when the volume is reduced, or $dV/dt < 0$. Thus:

$$\frac{dU}{dt} = Q - \frac{dV}{dx}$$

في الغلاف الجوي كما هو الحال في أي نظام من الجزيئات لا يتم إنشاء أو تدمير الطاقة ولكن بدلاً من ذلك يتم حفظها. نحتاج فقط إلى تتبع مصدر الطاقة و الى أين تذهب

نفترض أن U هي الطاقة الداخلية للكومة من الهواء ، و Q هو معدل تسخينها و W هو معدل الشغل الذى يبذل عليها ثم:

$$\frac{dU}{dt} = Q + W$$

ابعاد الطاقة هى $M\,L^2\,T^{-2}$ وابعاد هذه المعادلة هى $M\,L^2\,T^{-3}$

لإعطاء معنى أكبر لمعادلة ميزانية الطاقة هذه نحتاج إلى ربط U و Q و W بالمتغيرات التي يمكننا قياسها. بمجرد القيام بذلك يمكننا تشغيل هذه المعادلة. للقيام بذلك ، نلجأ إلى قانون الغاز المثالى

بالنسبة للعمليات التي تحدث في الغلاف الجوي يمكننا ربط االشغل ، W ، بالتغير في الحجم لأن الشغل هو القوة مضروبة في المسافة. تخيل أسطوانة بها غاز. مساحة المقطع العرضي للمكبس هي A. إذا ضغط المكبس الغاز عن طريق تحريك مسافة dx ، فإن مقدار الشغل الذي يقوم به المكبس على الغاز هو القوة (PA) مضروبة في المسافة (dx) يكون W إذن PAdx / dt. لكن تغيير الحجم هو ببساطة Adx / dt وهكذا:

$$W = -P\frac{dV}{dx}$$

ان تقليل حجم الغاز (dV / dt <0) يستهلك طاقة ، لذا فإن الشغل المبذول على كومة من الهواء يكون موجبًا عندما يتم تقليل الحجم ، أو dV / dt <0. وهكذا:

$$\frac{dU}{dt} = Q - \frac{dV}{dx}$$

Heat Capacity

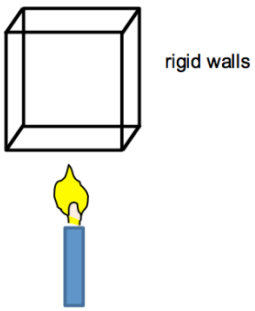
The heat capacity *C* is the amount of energy needed to raise the temperature of a substance by a certain amount. Thus,

$$C = \frac{Q}{\frac{dT}{dt}}$$

It has SI units of J/K. *C* depends on the substance itself, the mass of the substance, and the conditions under which the energy is added. We will consider two special conditions: constant volume and constant pressure.

1- Heat Capacity at Constant Volume

Consider a box with rigid walls and thus constant volume: $\frac{dV}{dt} = 0$. No work is being done and only internal energy can change due to heating.



The candle supplies energy to the box, so $Q > 0$ and $\frac{dU}{dt} > 0$. The internal energy can increase via increases in molecular kinetic and potential energy. However, for an ideal gas, the attractive and repulsive forces between the molecules (and hence the molecular potential energy) can be ignored. Thus, the molecular kinetic energy and, hence, the temperature must increase:

$$\frac{dU}{dt} > 0$$

So , $$Q = C_v \frac{dT}{dt}$$

السعة الحرارية Heat Capacity

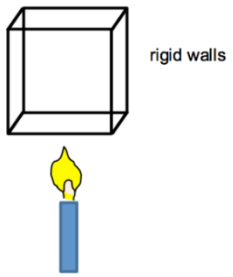
هي كمية الطاقة اللازمة لرفع درجة حرارة مادة ما بمقدار معين. Cالسعة الحرارية هكذا،

$$C = \frac{Q}{\frac{dT}{dt}}$$

وحداتها I S من J / K. تعتمد C على المادة نفسها ، وكتلة المادة ، والظروف التي يتم فيها إضافة الطاقة. سننظر في شرطين خاصين: الحجم الثابت والضغط الثابت

1- السعة الحرارية عند حجم ثابت Heat Capacity at Constant Volume ١

ضع في اعتبارك صندوقًا بجدران صلبة وبالتالي حجم ثابت: dV / dt = 0. لا يتم القيام بأي عمل ويمكن أن تتغير الطاقة الداخلية فقط بسبب التسخين.



تمد الشمعة الطاقة إلى الصندوق ، لذا Q> 0 و dU / dt> 0. يمكن أن تزيد الطاقة الداخلية من خلال الزيادات في الحركية الجزيئية والطاقة الكامنة. ومع ذلك بالنسبة للغاز المثالي يمكن تجاهل القوى الجاذبة والمنافرة بين الجزيئات (وبالتالي الطاقة الكامنة الجزيئية). وبالتالي، يجب أن تزداد الطاقة الحركية الجزيئية وبالتالي درجة الحرارة:

$$\frac{dU}{dt} > 0$$

$$Q = C_v \frac{dT}{dt}$$

C_V, the constant relating Q to temperature change, is called the **heat capacity at constant volume**. Heat capacity has units of J K^{-1}.

Remember that $C_v \frac{dT}{dt}$ is the change in the air parcel's internal energy.

The heat capacity, C_V, depends on the mass and the type of material.

Some specific heat capacity values are included in the table below:

gas	c
dry air	718
water vapor	1390
carbon dioxide	820

Heat Capacity Constant Pressure

The atmosphere is not a sealed box and when air is heated it can expand. We can no longer ignore the volume change. On the other hand, as the volume changes, any pressure changes are rapidly damped out, causing the pressure in an air parcel to be roughly constant even as the temperature and volume change. This constant-pressure process is called isobaric.

$$Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt}$$

Now the change in the internal energy could be due to changes in temperature *or* changes in volume. It turns out that internal energy does not change with changes in volume. It only changes due to changes in temperature. But we already know how changes in internal energy are related to changes in temperature from the example of heating the closed box. That is, the internal energy changes are related by the heat capacity constant volume, C_v. Thus:

يُطلق على C_V ، الثابت المرتبط بـ Q بتغير درجة الحرارة ويسمى السعة الحرارية عند الحجم الثابت. السعة الحرارية لها وحدات. $J\ K^{-1}$

تذكر ان $C_V \frac{dT}{dt}$ هو التغير في الطاقة الداخلية لكومة الهواء. السعة الحرارية C_V تعتمد على الكتلة ونوع المادة.

بعض قيم السعة الحرارية المحددة في الجدول أدناه:

gas	c
dry air	718
water vapor	1390
carbon dioxide	820

السعة الحرارية عند ضغط ثابت **Heat Capacity Constant Pressure**

الغلاف الجوي ليس صندوقًا مغلقًا وعندما يتم تسخين الهواء يمكن أن يتمدد. لم يعد بإمكاننا تجاهل تغيير الحجم. من ناحية أخرى ، مع تغير الحجم ، يتم إخماد أي تغيرات في الضغط بسرعة ، مما يتسبب في أن يكون الضغط في كومة الهواء ثابتًا تقريبًا حتى مع تغير درجة الحرارة والحجم. تسمى عملية الضغط الثابت هذه متساوية الضغط isobaric

$$Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt}$$

الآن قد يكون التغيير في الطاقة الداخلية بسبب التغيرات في درجة الحرارة أو التغيرات في الحجم. اتضح أن الطاقة الداخلية لا تتغير مع التغيرات في الحجم. يتغير فقط بسبب التغيرات في درجة الحرارة. لكننا نعرف بالفعل كيف ترتبط التغيرات في الطاقة الداخلية بالتغيرات في درجة الحرارة من مثال تسخين الصندوق المغلق. أي أن تغيرات الطاقة الداخلية مرتبطة بالحجم الثابت للسعة الحرارية ، C_v. هكذا:

$$Q = C_v\frac{dT}{dt} + P\frac{dV}{dt}$$

Note that when volume is constant, we get the expression of heating a constant volume. Suppose we pop the lid off the box and now the air parcel is open to the rest of the atmosphere. What happens when we heat the air parcel? How much does the temperature rise?

It's hard to say because it is possible that the air parcel's volume can change in addition to the temperature rise. So we might suspect that, for a fixed heating rate *Q*, the temperature rise in the open box will be less than the temperature rise in the sealed box where the volume is constant because the volume can change as well as the temperature.

Enthalpy

Enthalpy (*H*) is an energy quantity that accounts not only for internal energy but also the energy associated with working. It is a useful way to take into consideration both ways that energy can change in a collection of molecules by internal energy changes and by volume changes that result in work being done.

$$\boldsymbol{Enthalpy = H - U + PV}$$

Enthalpy is the total energy of the air parcel including effects of volume changes. We can do some algebra and use the **Chain Rule** to write the First Law of Thermodynamics in terms of the enthalpy:

$$Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt}$$

$$\mathbf{Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt} = \frac{dU}{dt} + \frac{d(PV)}{dt} - V\frac{dP}{dt} = \frac{d(U + PV)}{dt} - V\frac{dP}{dt} = \frac{dH}{dt} - V\frac{dP}{dt}}$$

If the pressure is constant, which is true for many air parcel processes, then $dp/dt = 0$ and:

$$Q = \frac{dH}{dt}$$

لاحظ أنه عندما يكون الحجم ثابتًا ، نحصل على تعبير عن تسخين حجم ثابت.
لنفترض أننا أزلنا الغطاء عن الصندوق وأن كومة الهواء مفتوحة الآن لبقية الغلاف الجوي. ماذا يحدث عندما نقوم بتسخين كومة الهواء؟ كم ترتفع درجة الحرارة؟
من الصعب تحديد ذلك لأنه من الممكن أن يتغير حجم كومة الهواء بالإضافة إلى ارتفاع درجة الحرارة. لذلك قد نشك في أنه ، بالنسبة لمعدل تسخين ثابت Q سيكون ارتفاع درجة الحرارة في الصندوق المفتوح أقل من ارتفاع درجة الحرارة في الصندوق المغلق حيث يكون الحجم ثابتًا لأن الحجم يمكن أن يتغير وكذلك درجة الحرارة.

Enthalpy

الأنثالبى هو كمية طاقة لا تمثل فقط الطاقة الداخلية ولكن أيضًا الطاقة المرتبطة بالشغل. إنها طريقة مفيدة لأخذ في الاعتبار كلا الطريقتين التي يمكن أن تتغير بها الطاقة في مجموعة من الجزيئات عن طريق تغيرات الطاقة الداخلية وتغيرات الحجم التي تؤدي إلى إنجاز الشغل

$$\boldsymbol{Enthalpy = H - U + PV}$$

الأنثالبى Enthalpy هو إجمالي الطاقة لكومة من الهواء بما في ذلك تأثيرات التغيرات في الحجم. يمكننا القيام ببعض الجبر واستخدام قاعدة السلسلة لكتابة القانون الأول للديناميكا الحرارية:

$$Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt}$$

$$\mathbf{Q = \frac{dU}{dt} + P\frac{dV}{dt} = \frac{dU}{dt} + \frac{d(PV)}{dt} - V\frac{dP}{dt} = \frac{d(U + PV)}{dt} - V\frac{dP}{dt} = \frac{dH}{dt} - V\frac{dP}{dt}}$$

أذا كان الضغط ثابتًا ، وهذا صحيح بالنسبة للعديد من العمليات فإن dp / dt = 0 و:

$$Q = \frac{dH}{dt}$$

Summary

- In a constant volume process, heating changes only the internal energy, *U*.
- In a constant pressure process, heating changes enthalpy, *H* (both internal energy and working).

In analogy with constant volume process, for a constant pressure process, we can write:

$$Q_{constant\ pressure} = \frac{dH}{dt} = C_v \frac{dT}{dt}$$

Note that c_p takes into account the energy required to increase the volume as well as to increase the internal energy and thus temperature.

What is the difference between C_p and C_v? You will see the derivation of the relationship, but I will just present the results:

- By mole $C_{Pm} = C_{vm} + R$
- By mass of dry air $C_{Pd} = C_{vd} + R_d$
- By mass for water vapor $C_{Pv} = C_{vV} + R_v$

ملخص

- في عملية الحجم الثابت ، يغير التسخين الطاقة الداخلية فقط ، U.
- في عملية الضغط الثابت ، يغير التسخين المحتوى الحراري H الطاقة الداخلية والعمل

بالقياس مع عملية الحجم الثابت ، من أجل عملية الضغط الثابت ، يمكننا كتابة:

$$Q_{constant\ pressure} = \frac{dH}{dt} = C_v \frac{dT}{dt}$$

لاحظ أن c_p يأخذ في الاعتبار الطاقة المطلوبة لزيادة الحجم وكذلك لزيادة الطاقة الداخلية وبالتالي درجة الحرارة.

ما هو الفرق بين C_p و C_v ؟ سترى اشتقاق العلاقة ، لكنني سأقدم النتائج فقط:

- By mole $C_{Pm} = C_{vm} + R$
- By mass of dry air $C_{Pd} = C_{vd} + R_d$
- By mass for water vapor $C_{Pv} = C_{vV} + R_v$

The Clausius Clapeyron equation

The Clausius Clapeyron equation is a way of describing a discontinuous phase transformation between two phases of matter of a single constituent, named after Rudolf Clausius and Benoît Paul Émile Clapeyron. A straight line does not exist between a liquid's temperature and its vapour pressure.The vapour pressure in the water, for example, rises at a much faster rate than the system's temperature. The Clausius equation will describe this action. The temperature of a system determines the balance between a liquid and its vapour; an increase in temperature induces a subsequent rise in the vapour pressure of the liquid

The Clausius Clapeyron equation Thermodynamics is as follows,

$$ln\frac{P_2}{P_1} = \frac{\Delta H_{vap}}{R}\left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2}\right)$$

To determine the ranges of hydrate stability, **the Clausius Clapeyron equation** can be applied to a hydrating system and used to estimate the equilibrium water behavior for a hydrate pair occurring in equilibrium at various temperatures.

For hydrate systems, **the Clausius Clapeyron equation** was obtained by assuming that the higher and lower hydrates occur in equilibrium as three pure phases of water vapour and that the average volume transition involved in this equilibrium process is approximated by the volume of the emitted water vapour which behaves ideally.

معادلة كلاوزيوس كلابيرون هي طريقة لوصف تحول طور متقطع بين مرحلتين من مادة مكون واحد ، سميت على اسم رودولف كلاوزيوس وبينوا بول إميل كلابيرون. لا يوجد خط مستقيم بين درجة حرارة السائل وضغط بخاره ، فعلى سبيل المثال ، يرتفع ضغط البخار في الماء بمعدل أسرع بكثير من درجة حرارة النظام. سوف تصف معادلة كلاوزيوس هذا الإجراء. تحدد درجة حرارة النظام التوازن بين السائل وبخاره ؛ تؤدي الزيادة في درجة الحرارة إلى ارتفاع لاحق في ضغط بخار السائل

الديناميكا الحرارية لمعادلة كلاوزيوس كلابيرون كما يلي

$$ln\frac{P_2}{P_1} = \frac{\Delta H_{vap}}{R}\left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2}\right)$$

لتحديد نطاقات استقرار الهيدرات ، يمكن تطبيق معادلة Clausius Clapeyron على نظام ترطيب واستخدامها لتقدير سلوك الماء المتوازن لزوج الهيدرات الذي يحدث في حالة توازن عند درجات حرارة مختلفة.

بالنسبة لأنظمة الهيدرات ، تم الحصول على معادلة Clausius Clapeyron بافتراض أن الهيدرات الأعلى والأدنى تحدث في حالة توازن كثالث مراحل نقية من بخار الماء وأن متوسط انتقال الحجم المتضمن في عملية التوازن هذه يقترب من حجم بخار الماء المنبعث الذي يتصرف بشكل مثالي.

A Thermogravimetric analyzer with an attached water vapour distribution system was used to dynamically assess the equilibrium water vapour pressure for the nedocromil sodium monohydrate and trihydrate systems at various temperatures.

The enthalpy of dehydration obtained by applying the Clausius Clapeyron equation to experimentally defined equilibrium water vapour pressures agrees very well with the enthalpy of dehydration resulting from differential scanning calorimetry (13.7 +/- 0.6 kcal/mol of water loss, n = 5), meaning that the Clausius Clapeyron equation can be applied to organic hydrate structures.

Applications of the Clausius Clapeyron Equation

The equation can be used for the following:

1- To determine the slope of a metamorphic reaction from thermodynamic data. This is used to find out if it could be a potential geothermometer or geobarometer.

2- The equation can help us determine thermodynamic values for reactions or phases.
3- When we perform a Schreinemakers analysis of an invariant point, we can use the Clausius Clapeyron equation to position reactions correctly.
4- By using the experimental results on a certain reaction at one temperature or pressure, we can calculate the slope, and look at other conditions, instead of conducting other experiments that could make it time-consuming.

تم استخدام محلل قياس الوزن الحراري مع نظام توزيع بخار الماء المرفق للتقييم الديناميكي لضغط بخار الماء المتوازن لأنظمة نيدوكروميل أحادي الهيدرات الصوديوم وثلاثي الهيدرات في درجات حرارة مختلفة.

المحتوى الحراري Enthalpy للجفاف الذي تم الحصول عليه من خلال تطبيق معادلة Clausius Clapeyron على ضغط بخار الماء المتوازن المحدد تجريبياً يتوافق جيدًا مع المحتوى الحراري للجفاف الناتج عن قياس المسعرات التفاضلية (13.7 +/- 0.6 كيلو كالوري / مول من فقدان الماء ، n = 5) ، وهذا يعني أنه يمكن تطبيق معادلة كلاوزيوس كلابيرون على هياكل الهيدرات العضوية.

تطبيقات معادلة كلاوزيوس كلابيرون

يمكن استخدام المعادلة لما يلي:

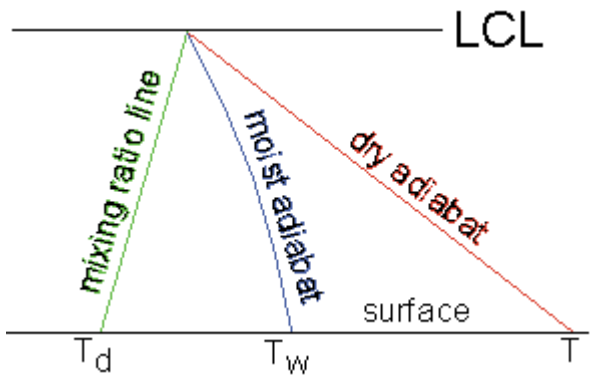
1- تحديد ميل تفاعل متحولة من البيانات الديناميكية الحرارية. يستخدم هذا لمعرفة ما إذا كان يمكن أن يكون مقياس حرارة الأرض أو مقياس جغرافي محتمل.
2- يمكن أن تساعدنا المعادلة في تحديد القيم الديناميكية الحرارية للتفاعلات أو المراحل
3- عندما نجري تحليل Schreinemakers لنقطة ثابتة ، يمكننا استخدام معادلة Clausius Clapeyron لوضع ردود الفعل بشكل صحيح
4- باستخدام النتائج التجريبية على تفاعل معين عند درجة حرارة أو ضغط معين يمكننا حساب المنحدر والنظر في الظروف الأخرى بدلاً من إجراء تجارب أخرى قد تستغرق وقتًا طويلاً.

Normand's theorem

The height at which clouds will form in air that is lifted, for instance over a mountain, is known as the *lifting condensation level* (LCL). It was shown that the LCL can be found as the intersection of two lines on an agrological diagram

1. A dry adiabatic through a point representing the dry-bulb temperature (T) at the surface, and
2. A saturation mixing-ratio line through the surface dewpoint (T_d).

Once the LCL is found, one can easily find the wet-bulb temperature (T_w) at the surface: from the intersection of the two lines mentioned above, follow a saturated adiabatic down to ground level and read the temperature (**see the Fig**). That is the surface wet-bulb temperature. This rule was proposed by C.W.B. Normand in 1924. The reason for this theorem is that the energy consumption that explains the temperature difference between moist and dry adiabatic is the same as that that explains the difference between wet and dry bulb thermometer readings.



Entropy is a scientific concept as well as a measurable physical property that is most commonly associated with a state of disorder, randomness, or uncertainty. The term and the concept are used in diverse fields, from classical thermodynamics, where it was first recognized, to the microscopic description of nature in statistical physics, and to the principles of information theory. It has found far-ranging applications in chemistry and physics, in biological systems and their relation to life, in cosmology, economics, sociology, weather science, climate change, and information systems including the transmission of information in telecommunication.

The thermodynamic concept was referred to by Scottish scientist and engineer Macquorn Rankine in 1850 with the names *thermodynamic function* and *heat-potential*.[] In 1865, German physicist Rudolf Clausius, one of the leading founders of the field of thermodynamics, defined it as the quotient of an infinitesimal amount of heat to the instantaneous temperature. He initially described it as *transformation-content*, in German Verwandlungsinhalt, and later coined the term *entropy* from a Greek word for *transformation*. Referring to microscopic constitution and structure, in 1862, Clausius interpreted the concept as meaning disgregation

A consequence of entropy is that certain processes are irreversible or impossible, aside from the requirement of not violating the conservation of energy, the latter being expressed in the first law of thermodynamics. Entropy is central to the second law of thermodynamics, which states that the entropy of isolated systems left to spontaneous evolution cannot decrease with time, as they always arrive at a state of thermodynamic equilibrium, where the entropy is highest.

Austrian physicist Ludwig Boltzmann explained entropy as the measure of the number of possible microscopic arrangements or states of individual atoms and molecules of a system that comply with the macroscopic condition of the system. He thereby introduced the concept of statistical disorder and probability distributions into a new field of thermodynamics, called statistical mechanics, and found the link between the microscopic interactions, which fluctuate about an average configuration, to the macroscopically observable behavior, in form of a simple logarithmic law, with a proportionality constant, the Boltzmann constant, that has become one of the defining universal constants for the modern International System of Units (SI).

In 1948, Bell Labs scientist Claude Shannon developed similar statistical concepts of measuring microscopic uncertainty and multiplicity to the problem of random losses of information in telecommunication signals. Upon John von Neumann's suggestion, Shannon named this entity of *missing information* in analogous manner to its use in statistical mechanics as *entropy*, and gave birth to the field of information theory. This description has been identified as a universal definition of the concept of entropy

The second law of thermodynamics

The **second law of thermodynamics** is a physical law based on universal experience concerning heat and energy interconversions. One simple statement of the law is that heat always moves from hotter objects to colder objects unless energy is supplied to reverse the direction of heat flow. Another definition is: "Not all heat energy can be converted into work in a cyclic process

The second law of thermodynamics in other versions establishes the concept of entropy as a physical property of a thermodynamic system. It can be used to predict whether processes are forbidden despite obeying the requirement of conservation of energy as expressed in the first law of thermodynamics and provides necessary criteria for spontaneous processes. The second law may be formulated by the observation that the entropy of isolated systems left to spontaneous evolution cannot decrease, as they always arrive at a state of thermodynamic equilibrium where the entropy is highest at the given internal energy. An increase in the combined entropy of system and surroundings accounts for the irreversibility of natural processes often referred to in the concept of the arrow of time

Historically, the second law was an empirical finding that was accepted as an axiom of thermodynamic theory. Statistical mechanics provides a microscopic explanation of the law in terms of probability distributions of the states of large assemblies of atoms or molecules. The second law has been expressed in many ways. Its first formulation, which preceded the proper definition of entropy and was based on caloric theory, is Carnot's theorem, formulated by the French scientist Sadi Carnot, who in 1824 showed that the efficiency of conversion of heat to work in a heat engine has an upper limit. The first rigorous definition of the second law based on the concept of entropy came from German scientist Rudolph

Clausius in the 1850s and included his statement that heat can never pass from a colder to a warmer body without some other change, connected therewith, occurring at the same time.

The second law of thermodynamics allows the definition of the concept of thermodynamic temperature, relying also on the zeroth law of thermodynamics.

INTEXT QUESTIONS

1. Define tropopause.
2. Why is there a difference in the height of troposphere?
3. In which two spheres the temperature increases with the height?
4. From which sphere are the radio waves reflected?
5. In which layer of the atmosphere, the density of the air is the least?
6. . In which layer of the atmosphere is the ozone gas found?

4- CYCLIC PROCESS OF THE ATMOSPHERIC GASE

The cycle of main gases found in the atmosphere is given below:-

a) Carbon dioxide cycle
b) Oxygen cycle
c) Nitrogen cycle

a) Carbon dioxide cycle

1. The element of carbon is present in the atmosphere in the form of carbon dioxide. The source of carbon for all living beings is atmosphere.
2. Green plants receive carbon dioxide from the atmosphere which is used for making food with the help of the sun light. This is called photosynthesis. By this process the plants create ‘carbohydrates’ in the form of food. Carbohydrates thus, produced by plants are used as a food by all Living beings
3. Carbon dioxide gets dissolved in the water bodies and gets collected in the form of lime on the earth. After dissolution of lime stone, carbon dioxide again reaches in the atmosphere. This process is called carbonization.

أسئـــــــــلة

1. تعريف التروبوبوز.
2. لماذا يوجد اختلاف في ارتفاع طبقة التروبوسفير؟
3. في أي طبقتين تزداد درجة الحرارة مع الارتفاع؟
4. من أي طبقة تنعكس موجات الراديو؟
5. في أي طبقة من الغلاف الجوي تكون كثافة الهواء أقل؟
6.. في أي طبقة من الغلاف الجوي يوجد غاز الأوزون؟

سوف نناقش دورة الغازات الرئيسية الموجودة في الغلاف الجوي

(أ) دورة ثاني أكسيد الكربون

(ب) دورة الأكسجين

(ج) دورة النيتروجين

أ- دورة غاز ثانى اكسيد الكربون Carbon dioxide cycle

- عنصر الكربون موجود في الغلاف الجوي على شكل ثاني أكسيد الكربون. مصدر الكربون لجميع الكائنات الحية هو الغلاف الجوي.
- تستقبل النباتات الخضراء ثاني أكسيد الكربون من الغلاف الجوي الذي يستخدم في صنع الطعام بمساعدة ضوء الشمس. وهذا ما يسمى **التمثيل الضوئي photosynthesis**. من خلال هذه العملية ، تخلق النباتات "الكربوهيدرات" في شكل طعام. وهكذا فإن الكربوهيدرات التي تنتجها النباتات تستخدم كغذاء لجميع الكائنات الحية
- يذوب ثاني أكسيد الكربون في المسطحات المائية ويتجمع في شكل قشرة جيرية lime على سطح الأرض ثم بعد انحلال الحجر الجيري ، يصل ثاني أكسيد الكربون مرة أخرى إلى الغلاف الجوي. هذه العملية تسمى **carbonization**

. In this way carbon dioxide goes on moving between the atmosphere and waterbodies of the earth.

4. Carbon dioxide produced by breathing of plants and animals, disintegration of plants and animals and by burning fossil fuels like coal, petroleum and natural gas again returns back to the atmosphere.

In this way, the process of receiving of carbon-dioxide from the atmosphere and going back to it from the surface of the earth keeps on going continuously. It keeps the balance between the carbon and biosphere

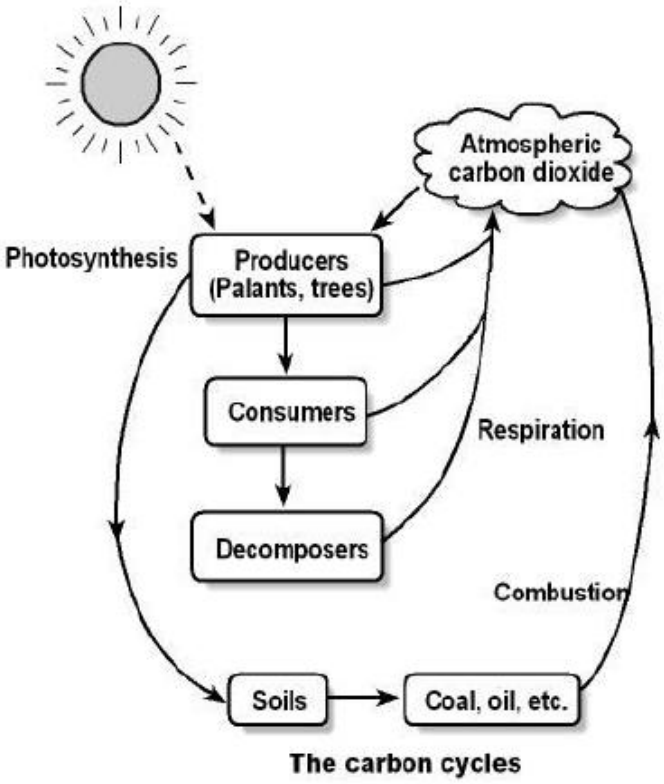


Fig 3 Carbon dioxide cycle

بهذه الطريقة ينتقل ثاني أكسيد الكربون بين الغلاف الجوي والأجسام المائية للأرض

4- ثاني أكسيد الكربون الناتج عن استنشاق النباتات والحيوانات وتفكك النباتات والحيوانات وحرق الوقود الأحفوري مثل الفحم والنفط والغاز الطبيعي يدخل مرة أخرى إلى الغلاف الجوي

وبهذه الطريقة ، تستمر عملية تلقي ثاني أكسيد الكربون من الغلاف الجوي والعودة إليه من سطح الأرض بشكل مستمر. يحافظ على التوازن بين الكربون والمحيط الحيوي انظر شكل(3)

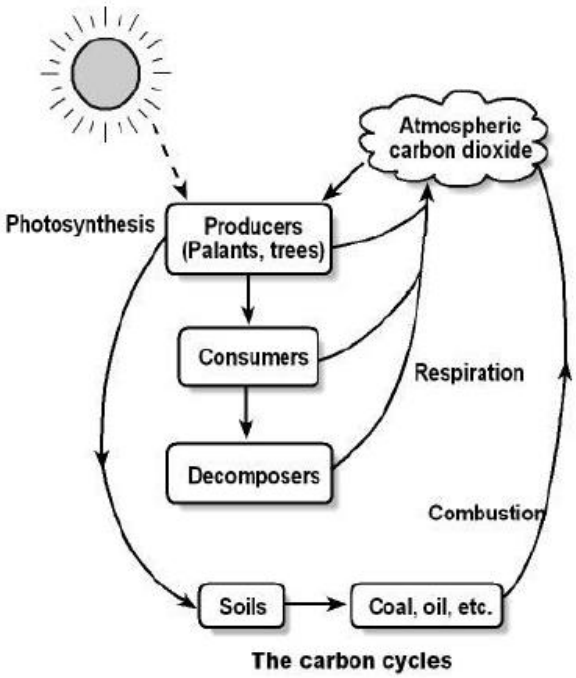


Fig 3 Carbon dioxide cycle

b) Oxygen cycle

1. The amount of oxygen in the atmosphere is about 21% and all living being use oxygen present in the atmosphere for breathing.
2. For the burning of fuels like wood, coal, gas etc. oxygen is essential and carbon dioxide gas is produced by their burning.
3. The main sources of oxygen in the atmosphere are plants and trees. Higher the number of trees and plants, the availability of oxygen will be more.

4. Oxygen produced through photosynthesis by the green plants goes back to the atmosphere. In this way the process of oxygen cycle goes on continuously.

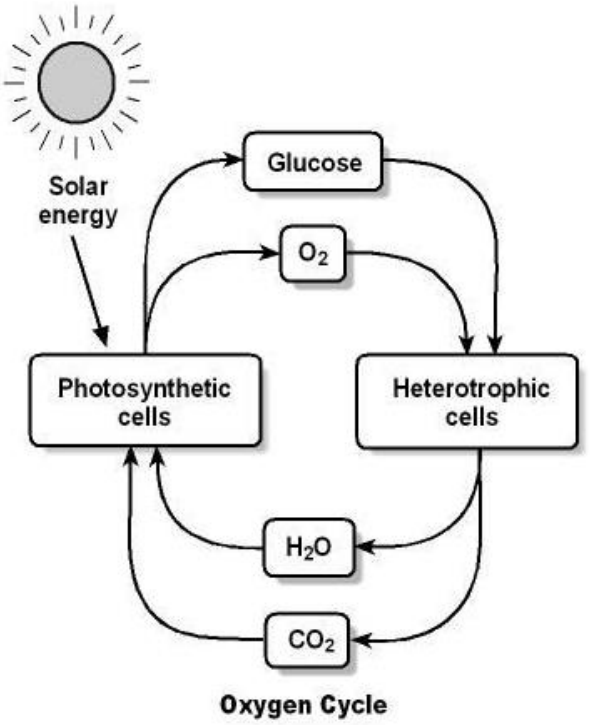


Fig 4 Oxygen cycle

ب- دورة الاكسجين فى الغلاف الجوى Oxygen cycle

1- كمية الأكسجين في الغلاف الجوي حوالي 21٪ وكل الكائنات الحية تستخدم الأكسجين الموجود في الغلاف الجوي للتنفس.
2- بالنسبة لحرق الوقود مثل الخشب والفحم والغاز وما إلى ذلك ، فإن الأكسجين ضروري ويتم إنتاج غاز ثاني أكسيد الكربون عن طريق حرقها
3- المصادر الرئيسية للأكسجين في الغلاف الجوي هي النباتات والأشجار. كلما زاد عدد الأشجار والنباتات ، سيكون توافر الأكسجين أكثر.
4- يعود الأكسجين الذي تنتجه النباتات الخضراء من خلال عملية التمثيل الضوئي إلى الغلاف الجوي. بهذه الطريقة تستمر عملية دورة الأكسجين بشكل مستمر.

.

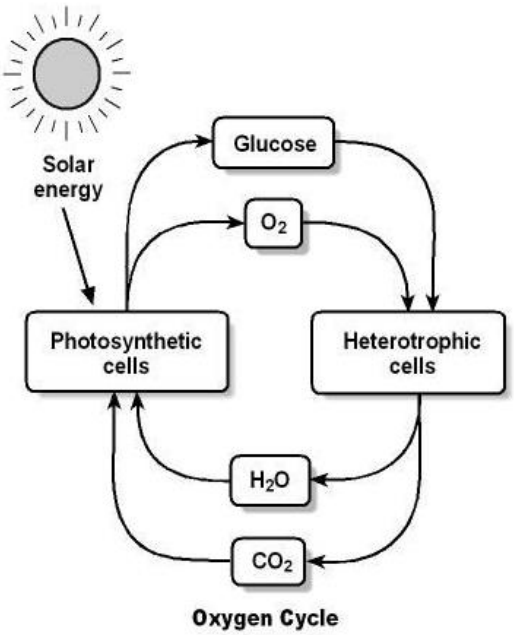


Fig 4 Oxygen cycle

C) Nitrogen cycle

Nitrogen is an important element for life. The amount of nitrogen gas in the atmosphere is 78%. The main source of nitrogen are nitrates present in the soil. From the atmosphere, nitrogen enters into bio components through the biological and industrial processes. Nitrogen compounds from the plants are transferred to the animals through food chain. The process of transformation of nitrogen gas of the atmosphere into nitrogen components is called nitrogen Fixation. Bacteria's decompose dried plants and dead animals. It produces nitrogen gas which goes back into the atmosphere. In this way the cycle of nitrogen gas is completed.

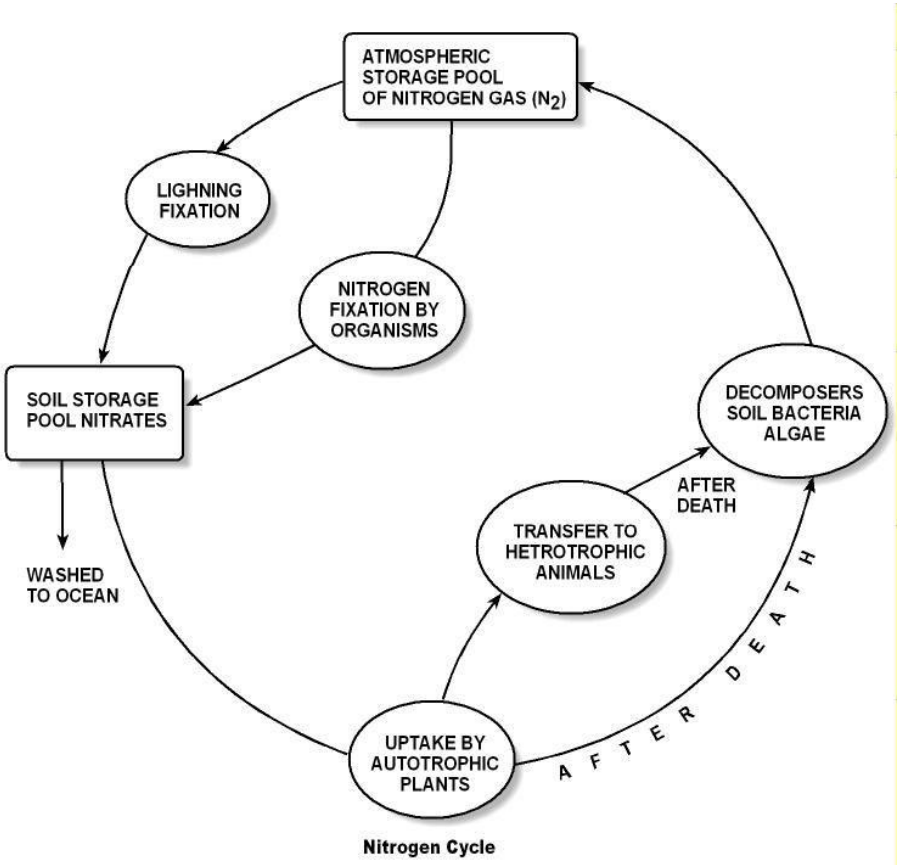


Fig 5 Nitrogen cycle

ج- دورة النيتروجين Nitrogen Cycle

النيتروجين عنصر مهم للحياة من المعروف ان كمية غاز النيتروجين في الغلاف الجوي تساوى تقريبا 78٪. المصدر الرئيسي للنيتروجين هو النترات الموجودة في التربة. يدخل النيتروجين من الغلاف الجوي في المكونات الحيوية من خلال العمليات البيولوجية والصناعية.

يتم نقل مركبات النيتروجين من النباتات إلى الحيوانات من خلال السلسلة الغذائية. تسمى عملية تحويل غاز النيتروجين في الغلاف الجوي إلى مكونات النيتروجين **nitrogen Fixation** تثبيت النيتروجين. تتحلل البكتيريا والنباتات المجففة والحيوانات الميتة. ينتج غاز النيتروجين الذي يعود إلى الغلاف الجوي. بهذه الطريقة تكتمل دورة غاز النيتروجين أنظر الشكل

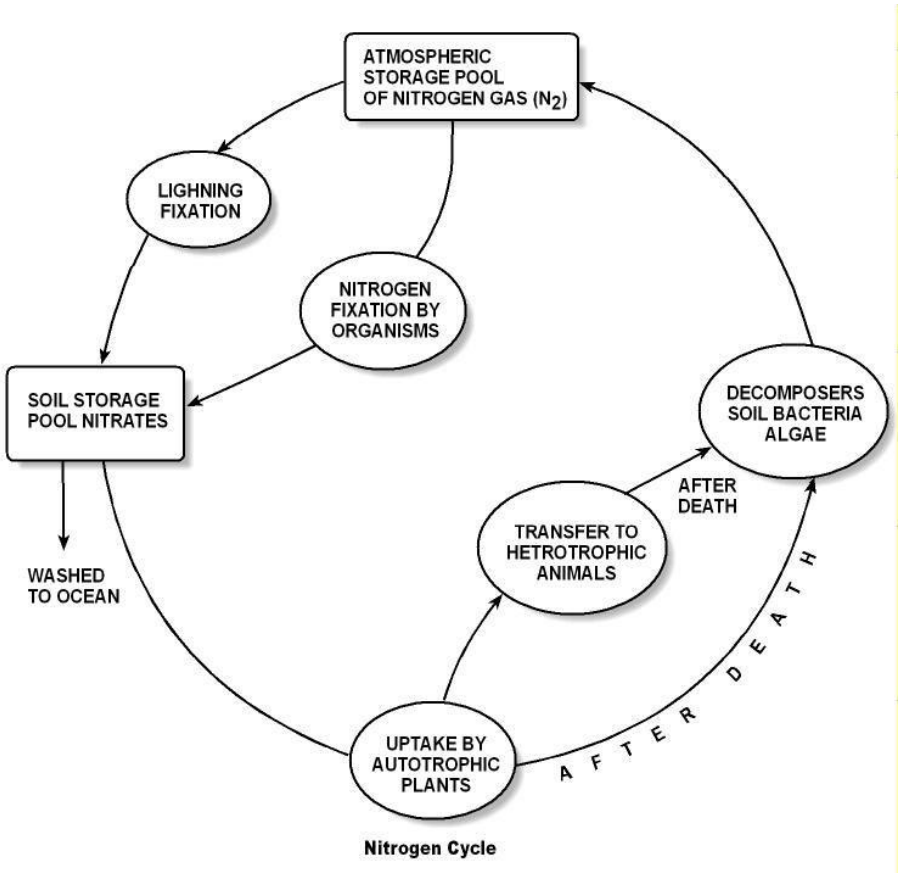


Fig 5 Nitrogen cycle

Meteorology

1- Introduction to meteorology

The earth is surrounded by a large envelope of gases called atmosphere. The condition of the atmosphere and the changes it undergoes influence all physical, chemical and biological activities over the earth. The study pertaining to lower atmosphere and its changes is called atmosphere physics or meteorology. In modern usage, meteorology denotes the science of weather and includes the study of atmospheric phenomena.

Definition Meteorology can be defined as the science that deals with the study of the atmosphere

2- Divisions of Meteorology

• Marine meteorology: Meteorology pertaining to the sea and ocean is called marine meteorology.

• Aeronomy: The science of aeronomy investigates both the chemical and physical properties of the atmosphere and the changes that occur in these as the result of external and internal forces.

• Bio-meteorology: The scientific study of the interactions between living organisms and their atmospheric environment called biometeorology.

علم الأرصاد

مقدمة في علم الأرصاد الجوية

كما ذكرنا سابقا أن الأرض محاطة بغلاف كبير من الغازات يسمى الغلاف الجوي. تؤثر حالة الغلاف الجوي والتغيرات التي يمر بها على جميع الأنشطة الفيزيائية والكيميائية والبيولوجية على الأرض. تسمى الدراسة المتعلقة بانخفاض الغلاف الجوي وتغيراته فيزياء الغلاف الجوي أو علم الأرصاد الجوية. **في الاستخدام الحديث ، تشير الأرصاد الجوية إلى علم الطقس وتتضمن دراسة ظواهر الغلاف الجوي**
يمكن تعريف علم الأرصاد الجوية على أنه العلم الذي يتعامل مع دراسة الغلاف الجوي

أقسام الأرصاد الجوية

1- **الأرصاد الجوية البحرية:** الأرصاد الجوية المتعلقة بالبحر والمحيطات تسمى الأرصاد الجوية البحرية.
2- **علم الطيران:** يدرس علم الطيران الخصائص الكيميائية والفيزيائية للغلاف الجوي والتغيرات التي تحدث فيها نتيجة للقوى الخارجية والداخلية
3- **علم الأرصاد الجوية الحيوية:** الدراسة العلمية للتفاعلات بين الكائنات الحية وبيئتها الجوية تسمى علم الأرصاد الحيوية

a) Weather

The word ‘weather’ refers to short period variation in the atmosphere at a given place. In other words, the physical state of the atmosphere at a given time constitutes weather. Weather at any place is defined as the momentary condition of the atmosphere. It varies from day to day and place to place. The condition of the atmosphere depends on the following variables which are called weather elements. They are

1) Temperature of the air,
2) Pressure,
3) Humidity,
4) Rainfall and
5) Wind.

These weather elements are closely interrelated. Among these, temperature is the most basic and fundamental. Any change in temperature causes change in the other elements. Weather influences most day-to-day activities such as farming, modes of transportation, as also clothing, etc.

b) Climate

The word climate refers to the condition of the atmosphere over a long period of time over a large area. In other words, the long-term average of weather is climate. The climate differs from region to region and season to season. Climate determines water potential, natural vegetation, cropping pattern, land use, housing and other infrastructure, industrial location, racial characteristics, etc. The mean value of atmospheric variables such as temperature, wind, rainfall for different areas and periods constitutes climatological data. However, extreme values as well as infrequent droughts, high winds, heat and cold waves are taken into accounts to obtain a true obtain a true picture of the climate. The study of climate is climatology

طقس Weather

تشير كلمة **"الطقس"** إلى اختلاف (فى فترة قصيرة) في عناصر الغلاف الجوي في مكان معين. بعبارة أخرى ، فإن الحالة الفيزيائية للغلاف الجوي في وقت معين تشكل حالة الطقس. يُعرَّف الطقس في أي مكان بأنه حالة الغلاف الجوي اللحظية. وهي تختلف من يوم لآخر ومن مكان لآخر. تعتمد حالة الغلاف الجوي على المتغيرات التالية التي تسمى عناصر الطقس. وهى

1- درجة حرارة الهواء
2- الضغط الجوى
3- رطوبة الهواء
4- هطول الامطار
5- الرياح

ترتبط عناصر الطقس هذه ارتباطًا وثيقًا مع بعض و من بين هذا الارتباط درجة الحرارة مع العناصرالاخرى حيث أي تغير في درجة الحرارة يسبب تغير في العناصر الأخرى.
يؤثر الطقس على معظم الأنشطة اليومية مثل الزراعة وأنماط النقل وكذلك
الملابس وما إلى ذلك

مناخ Climate

تشير كلمة مناخ إلى حالة الغلاف الجوي على مدى فترة زمنية طويلة على مساحة كبيرة. بمعنى آخر ، متوسط الطقس على المدى الطويل هو المناخ. يختلف المناخ من منطقة إلى أخرى ومن موسم لآخر. يحدد المناخ إمكانات المياه ، والنباتات الطبيعية ، ونمط المحاصيل ، واستخدام الأراضي ، والإسكان والبنية التحتية الأخرى ، والموقع الصناعي ، والخصائص العرقية ، وما إلى ذلك. وتشكل القيمة المتوسطة لمتغيرات الغلاف الجوي مثل درجة الحرارة والرياح وهطول الأمطار لمناطق وفترات مختلفة بيانات مناخية. ومع ذلك ، يتم أخذ القيم المتطرفة وكذلك حالات الجفاف النادرة والرياح العاتية والحرارة وموجات البرد في الاعتبار للحصول على صورة حقيقية للمناخ. دراسة المناخ هي علم المناخ

Climatic change has been attributed to both terrestrial and extra-terrestrial processes. The main factors are:

• *Astronomical*: Variations in the incoming solar radiation due to changes in the sun-earth distance arising from variation in the ellipticity of the orbit and also changes in the in clination of the axis.

• *Geological*: Changes in the disposition of oceans and continents.

• *Anthropogenetic*: Changes due to human activities in the form of deforestation, the release of greenhouse gases such as carbon dioxide into the atmosphere, etc.

3- Climatic control

The weather and climate are influenced by various factors. These factors are called climatic controls. They are,

1. Latitudes of the place
2. Altitude of the place
3. Land and water surfaces
4. Mountains
5. Vegetation
6. Winds and storms
7. Ocean currents
8. Semi-permanent highs and lows
9. Air masses
10. Cyclones

Depending on the factors, the weather elements change from place to place and season to season giving rise to varieties of weather and climates. Heating due to insolation depends on the angle of the sun's rays as well as the duration of sunlight, both of which are governed by the latitude. Altitude plays a large part in shaping weather and climate. Altitude is usually specified above the mean sea level

التغير المناخي يشيرإلى كل من العمليات الأرضية وخارج الأرض. العوامل الرئيسية هي:

1- فلكي: التغيرات في الإشعاع الشمسي الوارد نتيجة للتغيرات في المسافة بين الشمس والأرض نتيجة للتغير في اهليلجيه المدار وأيضًا التغيرات في انثناء المحور.
2- **الجيولوجية:** التغيرات في طريقة تنظيم المحيطات والقارات.
3- **أنثروبوجيني:** تغييرات بسبب الأنشطة البشرية في شكل إزالة الغابات

التحكم فى المناخ Climatic control

يتأثر الطقس والمناخ بعوامل مختلفة. هذه العوامل تسمى الضوابط المناخية. وهى

1- خطوط العرض من المكان
2- ارتفاع المكان
3- سطح الأرض والمياه
4- الجبال
5- الغطاء النباتي
6- الرياح والعواصف
7- التيارات المحيطية
8- الارتفاعات والانخفاضات شبه الدائمة
9- الكتل الهوائية
10- الأعاصير

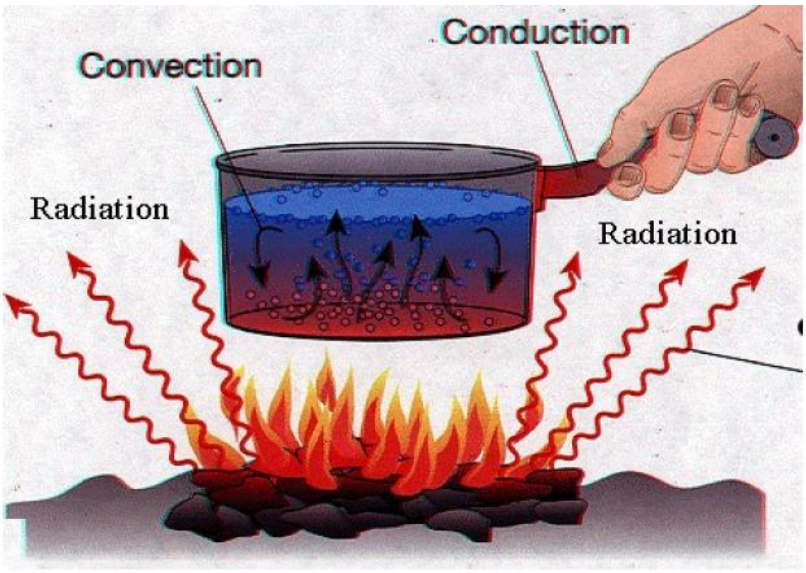
اعتمادًا على العوامل السابقة تتغير عناصر الطقس من مكان إلى آخر ومن موسم إلى آخر مما يؤدي إلى ظهور أنواع مختلفة من الطقس والمناخ. على سبيل المثال يعتمد التسخين الناتج عن التشمس على زاوية أشعة الشمس بالإضافة إلى مدة ضوء الشمس ، وكلاهما يخضع لخطوط العرض.أيضا يلعب الارتفاع دورًا كبيرًا في تشكيل الطقس والمناخ. عادة ما يتم تحديد الارتفاع فوق متوسط مستوى سطح البحر. يتناقص الضغط مع الارتفاع وايضا تنخفض درجة الحرارة أيضًا مع صعودنا إلى ارتفاع معين في الغلاف الجوي

(amsl). Pressure decreases with height. Temperature also decreases as we go upto a certain height in the atmosphere.

4- Process of Heat Transmission

Practically all of the energy that reaches the earth comes from the sun. Energy travels from the sun to the earth by means of electromagnetic waves. The shorter the wavelength, the higher the energy associated with it. Intercepted first by the atmosphere, a small part is directly absorbed, particularly by certain gases such as ozone and water vapour. Some energy is also reflected back to space by clouds and the earth's surface. Energy is transferred between the earth's surface and the atmosphere via conduction, convection and radiation. The processes of heating and cooling of the atmosphere are,

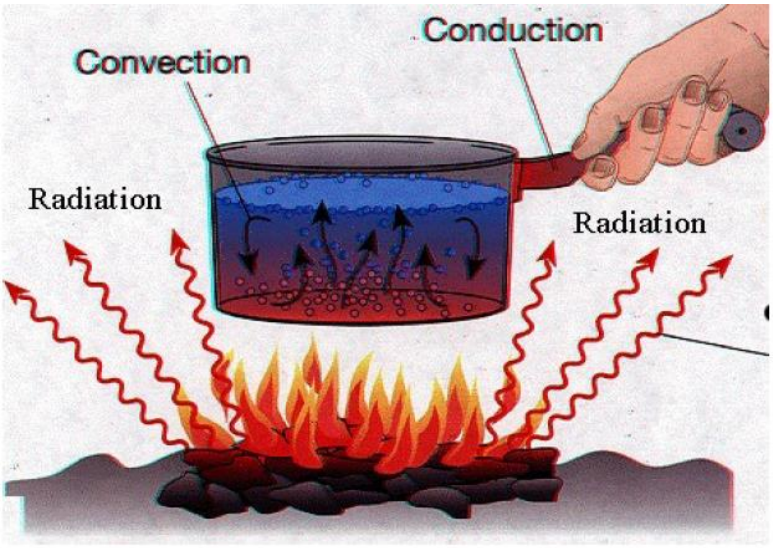
- Conduction
- Convection
- Radiation
- Advection.



Heat Transfer انتقال الحرارة

من المعروف أن الطاقة التي تصل إلى الأرض تأتي من الشمس. تنتقل الطاقة من الشمس إلى الأرض عن طريق الموجات الكهرومغناطيسية. كلما كان الطول الموجي أقصر ، زادت الطاقة المرتبطة به. يتم اعتراضه أولاً بواسطة الغلاف الجوي ، ويتم امتصاص جزء صغير بشكل مباشر ، خاصةً بواسطة غازات معينة مثل الأوزون وبخار الماء. تنعكس بعض الطاقة أيضًا إلى الفضاء عن طريق السحب وسطح الأرض. تنتقل الطاقة بين سطح الأرض والغلاف الجوي عن طريق التوصيل والحمل الحراري والإشعاع. عمليات تسخين وتبريد الغلاف الجوي هي ،

1- التوصيل
2- الحمل الحراري
3- الإشعاع
4- الانتقال الافقى بفعل الرياح



a- The Conduction

The conduction is the process by which heat energy is transmitted through contact with neighboring molecules. Air and water are poor conductors.

b- The Convection

The convection transmits heat by transporting groups of molecules from place to place within a substance. Convection occurs in fluids such as water and air, which move freely. In the atmosphere convection includes large and small scale rising and sinking of air masses and smaller air parcels. These vertical motions effectively distribute heat and moisture throughout the atmospheric column and contribute to cloud and storm development (where rising motion occurs) and dissipation (where sinking motion occurs). It is through this process differential heating of the atmosphere and horizontal and vertical movement of air takes place.

c- The Radiation

The radiation is the transfer of heat energy without the involvement of a physical substance in the transmission. Radiation can transmit heat through a vacuum.

d- The Advection

The process of horizontal transfer of heat by winds is called advection. Air masses in the form of winds blow from one region to another.

1- التوصيل Conduction

التوصيل هو العملية التي تنتقل بها الطاقة الحرارية من خلال ملامسة الجزيئات المجاورة. الهواء والماء موصلين رديئين.

2- الحمل Convection

ينقل الحمل الحراري الحرارة عن طريق نقل مجموعات من الجزيئات من مكان إلى آخر داخل المادة. يحدث الحمل في سوائل مثل الماء والهواء ، والتي تتحرك بحرية. يشمل الحمل الحراري في الغلاف الجوي ارتفاعًا كبيرًا وصغيرًا وتبديد للكتل الهوائية parcel of air.

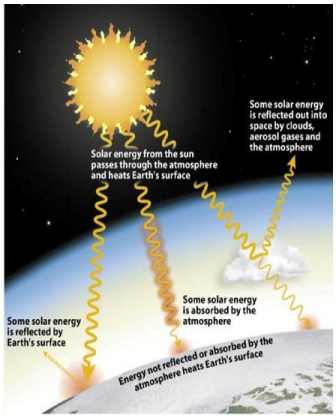
تنتشر الحركات الرأسية للهواء بشكل فعال بالحرارة والرطوبة في جميع أنحاء عمود الغلاف الجوي وتساهم في تطور السحب والعواصف (حيث تحدث الحركة الصاعدة) والتبدد من خلال هذه العملية تحدث التسخين التفاضلي للغلاف الجوي differential heating والحركة الأفقية والعمودية للهواء.

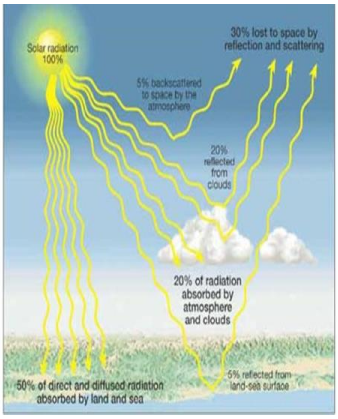
3- الإشعاع Radiation

الإشعاع هو نقل الطاقة الحرارية دون أن تنتقل المادة الفيزيائية. يمكن للإشعاع أن ينقل الحرارة من خلال الفراغ.

4- عملية النقل الافقى Advection

تسمى عملية النقل الأفقي للحرارة عن طريق الرياح **Advection** من المعروف أن الرياح تهب أفقيا من منطقة إلى أخرى.





5- Heating of the Atmosphere

The atmosphere does not absorb short wave radiation. Therefore, most of the radiation is transmitted to earth without heating the atmosphere. The insolation chiefly heats up the earth's surface. The heated surface of the earth reflects back the heat to atmosphere in the form of long-waves (terrestrial radiation). Insolation is received only during the day-time. But transmission of terrestrial radiation takes place all through the day and night. As a result of this phenomenon nights are cooler than the day.

The average temperature of the earth generally does not change. The amount of heat reflected back by earth through terrestrial radiation equals the amounts of insolation or incoming solar radiation. In the way there is balance between insolation and terrestrial radiation. This balance is known as the heat budget of the earth.

تسخين الجو **Heating of the atmosphere**

1- لا يمتص الغلاف الجوي إشعاع الموجات القصيرة. لذلك ، ينتقل معظم الإشعاع إلى الأرض دون تسخين الغلاف الجوي. التشمس **insolation** يسخن أساسًا سطح الأرض. يعكس سطح الأرض المسخن الحرارة إلى الغلاف الجوي مرة أخرى في شكل موجات طويلة (إشعاع أرضي) **terrestrial radiation** . يتم تلقي التشمس فقط خلال النهار. لكن انتقال الإشعاع الأرضي يحدث طوال النهار والليل. ونتيجة لهذه الظاهرة ، تكون الليالي أكثر برودة من النهار

2- لا يتغير متوسط درجة حرارة الأرض بشكل عام. حيث ان كمية الحرارة المنعكسة من الأرض من خلال الإشعاع الأرضي **terrestrial radiation** تساوي كميات التشمس أو الإشعاع الشمسي الوارد. في الطريق هناك توازن بين التشمس والإشعاع الأرضي. يُعرف هذا الميزان باسم موازنة حرارة الأرض.

a- Insolation

The energy for all atmospheric processes is derived from the sun. The sun radiates energy at a temperature of 6000˚C. Incidence of the solar radiation on the earth's surface is referred as insolation. The sun's rays suffer depletion due to absorption, scattering and reflection and by the atmospheric constituents, particulates or aerosols and clouds. Most of the ultraviolet radiation is absorbed by the ozone layer. Part of the radiation is reflected back to space by water, snow and deserts and the rest is absorbed by land and water. Nearly 19 percent of the incoming solar radiation is absorbed in the atmosphere and 34 percent scattered or reflected back to space. The rest 47 percent of the radiant energy is absorbed by the earth and transformed into heat (Fig). Heating extends to considerable depth in water due to turbulent mixing and overturning. Oceans store energy for long periods. Over land, however, the heating effect is restricted to a few centimeters. Heat is transferred upwards by conduction and eddy transfer. Large masses of heated air become buoyant and are carried upward by convection. Cooling takes place in the vertical up lift and water vapour condenses into liquid water drops, liberating latent heat.

b- Albedo

The term albedo denotes the reflectivity for sunlight of a rough (diffusely reflecting) surface or of an entire planet. It is defined as the ratio of diffusely reflected radiation to the incident radiation. Thus an albedo of 1(or 100 percent) would apply to a perfectly white diffuse reflector, while an albedo of zero (or 0 percent) would apply to a perfectly black body. The average or overall albedo of a planet determines its mean temperature.

التشميس Insolation

الطاقة تأتى لجميع عمليات الغلاف الجوي من الشمس. تشع الشمس طاقة عند درجة حرارة 6000 درجة مئوية. حدوث الإشعاع الشمسي على سطح الأرض يسمى **بالتشمس Insolation.** وتتعرض أشعة الشمس للنضوب **depletion** بسبب الامتصاص والتشتت والانعكاس وبسبب مكونات الغلاف الجوي أو الجسيمات أو الهباء الجوي والغيوم. تمتص طبقة الأوزون

معظم الأشعة فوق البنفسجية تمتص بواسطة طبقة الاوزون وينعكس جزء من الإشعاع مرة أخرى إلى الفضاء عن طريق الماء والثلج والصحاري والباقي تمتصه الأرض والمياه. يتم امتصاص ما يقرب من 19 % من الإشعاع الشمسي الوارد في الغلاف الجوي و 34 % مبعثر Scattered أو ينعكس مرة أخرى إلى الفضاء. تمتص الأرض النسبة المتبقية البالغة 47 % من الطاقة المشعة وتتحول إلى حرارة. يمتد التسخين إلى عمق كبير في الماء بسبب الخلط والانقلاب المضطرب.

المحيطات تخزن الطاقة لفترات طويلة. ومع ذلك ، فإن تأثير التسخين على الأرض يقتصر على بضعة سنتيمترات. يتم نقل الحرارة لأعلى عن طريق التوصيل والحمل حيث تصبح الكتل الكبيرة من الهواء الساخن طافية ويتم حملها إلى الأعلى عن طريق الحمل الحراري. يحدث التبريد في الرفع العمودي ويتكثف بخار الماء في قطرات الماء السائل ، مما يؤدي إلى تحرير الحرارة الكامنة.

الألبيدو Albedo

يشير مصطلح الالبيدو إلى انعكاس ضوء الشمس على سطح عاكس بشكل منتشر أو لكوكب بأكمله. يتم تعريفه على أنه نسبة الإشعاع المنعكس بشكل منتشر إلى الإشعاع الساقط. وبالتالي فإن الألبيدو يساوى 1 (أو 100 في المائة) ينطبق على عاكس أبيض منتشر تمامًا ، في حين أن البياض صفر (أو 0 في المائة) سينطبق على جسم أسود تمامًا. يحدد متوسط الألبيدو الكلي لكوكب ما متوسط درجة حرارته

c- Greenhouse effect

The phenomenon called the greenhouse effect causes warming of the surface and lower atmosphere of a planet through the atmosphere's trapping of outgoing infrared radiation (long wave radiation). The trapping is affected by certain gases that act as infrared absorbers- for examples, water vapour, carbon dioxide, methane and chlorofluorocarbons (CFCs). As these gases absorb the infrared radiation being emitted by the surface, they warm the lower atmosphere and they then reradiate to the surface, warming it.

d- Greenhouse gases

Through the absorption and emission of the Earth's radiation, certain atmospheric gases contribute importantly to determine the average temperature of the planet. These are called greenhouse gases and included are such primary constituents as water vapour, carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and chlorofluorocarbons. The major constituents of the air, nitrogen and oxygen are not greenhouse gases. Some greenhouse gases are influenced by human activities, but others, such as the chlorofluorocarbons are entirely produced by human industry.

Water vapour has the largest greenhouse effect in the Earth's atmosphere, but its concentration is determined by a global balance between evaporation from the oceans and precipitation, so it is not directly affected by human activities. In general, carbon dioxide and other greenhouse gases are relatively inefficient absorbers of solar radiation; however, these gases are strong absorbers of infrared (IR) radiation (heat), the type of radiative energy emitted by the Earth.

Greenhouse effect

تسبب الظاهرة المسماة ب **Greenhouse effec**t ارتفاع درجة حرارة سطح الكوكب وانخفاض الغلاف الجوي من خلال احتجاز الغلاف الجوي للأشعة تحت الحمراء الصادرة (إشعاع الموجة الطويلة

الغازات المحاصرة التي تعمل كممتصات للأشعة تحت الحمراء - على سبيل المثال- بخار الماء وثاني أكسيد الكربون والميثان ومركبات الكربون الكلورية فلورية. نظرًا لأن هذه الغازات تمتص الأشعة تحت الحمراء المنبعثة من السطح ، فإنها تقوم بتسخين الغلاف الجوي السفلي ثم تنبعث من جديد إلى السطح ، مما يؤدي إلى ارتفاع درجة حرارته.

غازات الاحتباس الحراري Greenhouse gases

من خلال امتصاص وانبعاث إشعاع الأرض تساهم غازات معينة في الغلاف الجوي بشكل مهم في تحديد متوسط درجة حرارة الكوكب. وتسمى هذه غازات الاحتباس الحراري وهي مكونات أساسية مثل بخار الماء وثاني أكسيد الكربون والأوزون والميثان وأكسيد النيتروز ومركبات الكلوروفلوروكربون.يجب أن نذكر هنا أن المكونات الرئيسية للهواء مثل النيتروجين والأكسجين ليست غازات أحتباس حرارى. تتأثر بعض غازات الأحتباس الحرارى بالأنشطة البشرية ، لكن البعض الآخر ، مثل مركبات الكربون الكلورية فلورية يتم إنتاجها بالكامل بواسطة الصناعة البشرية.

يمتلك بخار الماء أكبر تأثير لظاهرة الاحتباس الحراري في الغلاف الجوي للأرض ، ولكن يتم تحديد تركيزه من خلال توازن عالمي بين التبخر من المحيطات وهطول الأمطار ، لذلك لا **يتأثر بشكل مباشر بالأنشطة البشرية**. بشكل عام ، يعتبر ثاني أكسيد الكربون وغازات الاحتباس الحراري الأخرى ماصات غير فعالة نسبيًا للإشعاع الشمسي ؛ ومع ذلك ، فإن هذه الغازات هي ماصات قوية لإشعاع الأشعة تحت الحمراء (IR) (الحرارة) ، وهو نوع الطاقة الإشعاعية المنبعثة من الأرض.

After carbon dioxide, the most important greenhouse gas is methane. Other greenhouse gases are the chlorofluorocarbons which are notorious for their effect on the ozone layer but also strong infrared absorbers, and nitrous oxide produced in soil when nitrate fertilizers are used. All the other greenhouse gases together, except for water vapour, contribute about the same to the greenhouse warming as does carbon dioxide alone.

E- Global warming

Globally averaged surface air temperatures during the 1980s and early 1990s have been warmer than at any other time. Many scientists believe that this global warming is the result of a concurrent increase in the levels of atmospheric greenhouse gases, specifically carbon dioxide, methane and the chlorofluorocarbons. It is also believed that the greenhouse gases have been increasing primarily because of human activities. Increasing amounts of carbon dioxide are released into the atmosphere due to the ever growing combustion of fossil fuels. Greater absorption of the outgoing long wave radiation from the earth due to the higher concentration of greenhouse gases such as carbon dioxide, methane and nitrogen oxides in the atmosphere would result in a rise in global temperatures or global warming.

Global warming may have long-term consequences such as the melting of polar ice caps which in turn would lead to flooding and submergence of low lying coastal areas. Rise in sea level would mean the wiping of the prosperous and teeming settlements of human lives as in **Sunderbans**, **Bangladesh, Maldives**, etc. The forests of the world act as global sinks which absorb the carbon dioxide emitted into the atmosphere through the burning of fossil fuels.

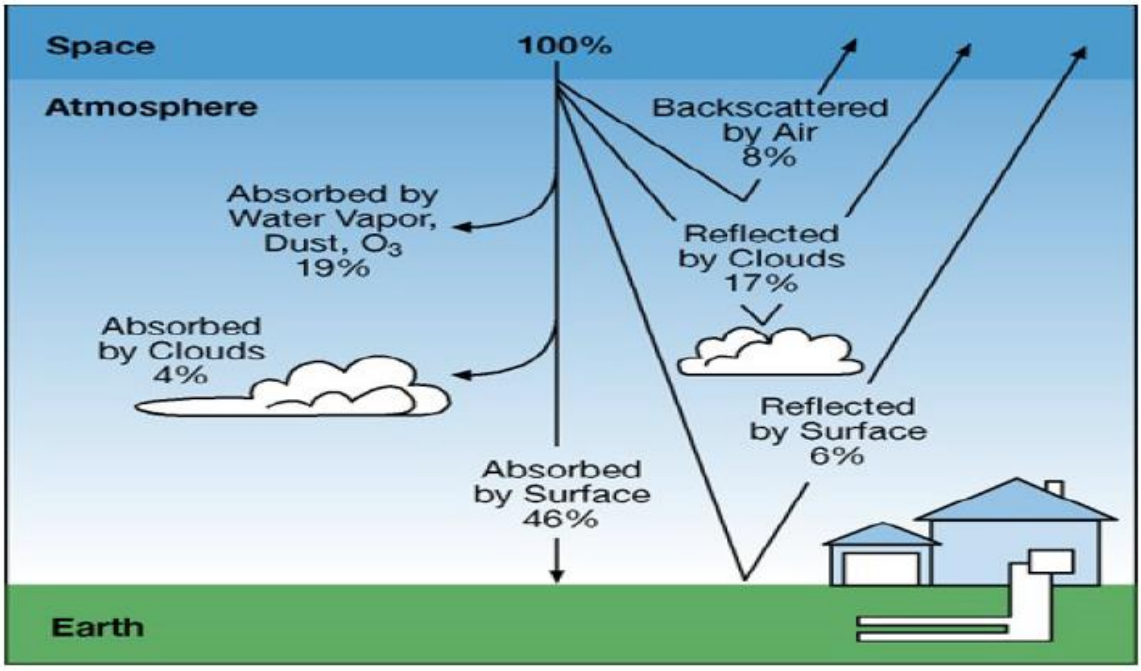
يعد الميثان أهم غازات الاحتباس الحرارى بعد ثاني أكسيد الكربون. غازات الاحتباس الحرارى الأخرى هي مركبات الكربون الكلورية فلورية المشهورة بتأثيرها على طبقة الأوزون أيضًا أكاسيد النيتروز المنتجة قى التربة عند استخدام أسمدة النترات تمص absorbed الأشعة تحت الحمراء القوية . تساهم جميع غازات الاحتباس الحرارى الأخرى معًا ، باستثناء بخار الماء ، في ارتفاع درجة الحرارة كما يفعل ثاني أكسيد الكربون وحده.

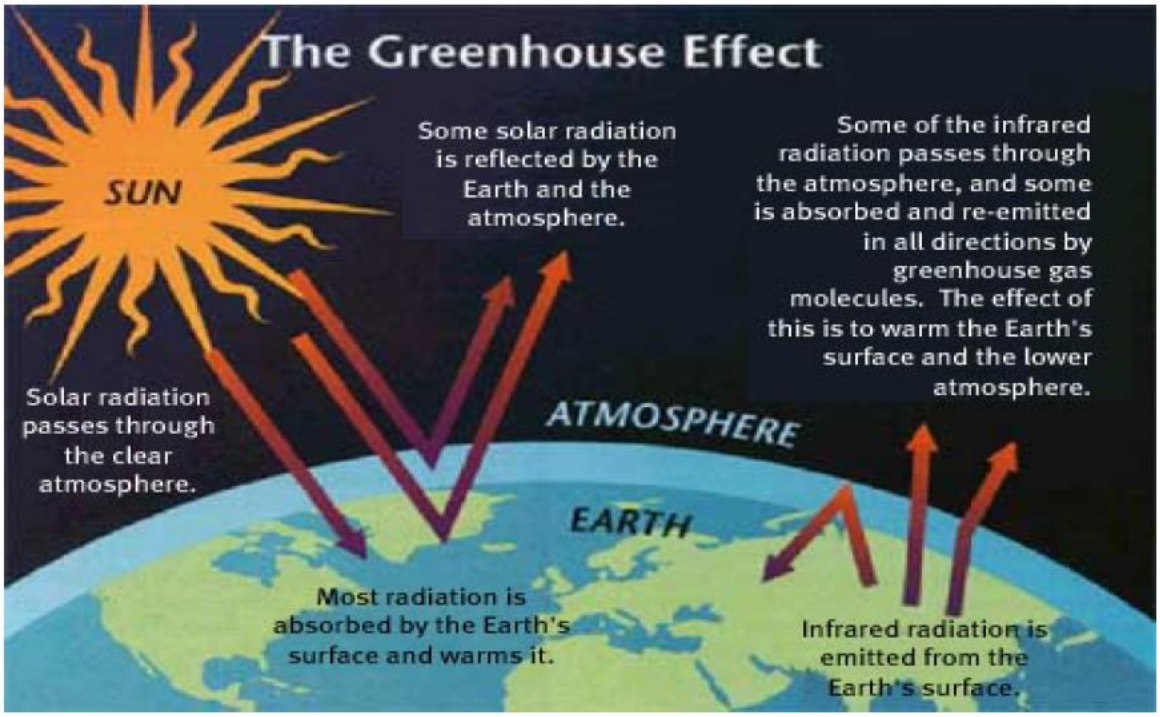
الاحتباس الحراري Global warming

كان المتوسط العالمي لدرجات حرارة الهواء السطحي خلال الثمانينيات وأوائل التسعينيات أكثر دفئًا من أي وقت آخر. يعتقد العديد من العلماء أن هذه الزيادة فى درجات الحرارة ناتج عن زيادة متزامنة في مستويات غازات الاحتباس الحراري في الغلاف الجوي ، وخاصة ثاني أكسيد الكربون والميثان ومركبات الكلوروفلوروكربون. ويعتقد أيضًا أن غازات الاحتباس الحراري تتزايد بشكل أساسي بسبب الأنشطة البشرية. حيث يتم إطلاق كميات متزايدة من ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي بسبب الاحتراق المتزايد للوقود. سيؤدي الامتصاص الأكبر للإشعاع طويل الموجة الخارج من الأرض **terrestrial radiation** بسبب التركيز العالي لغازات الاحتباس الحرارى مثل ثاني أكسيد الكربون والميثان وأكاسيد النيتروجين في الغلاف الجوي إلى ارتفاع درجات الحرارة العالمية

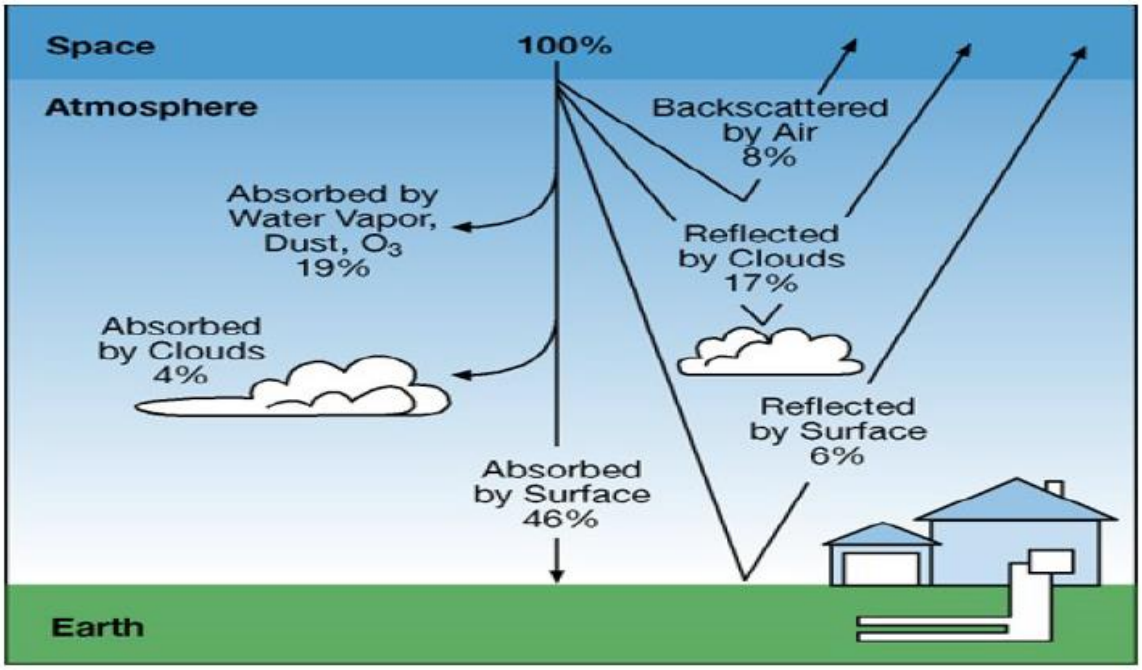
قد يكون لزيادة درجة الحرارة عواقب طويلة الأجل مثل ذوبان القمم الجليدية القطبية والتي بدورها من شأنها أن تؤدي إلى فيضانات وغمر المناطق الساحلية المنخفضة. إن الارتفاع في مستوى سطح البحر يعني القضاء على المستوطنات المزدهرة للأرواح البشرية كما هو الحال في **سندربانس وبنغلاديش وجزر المالديف** وما إلى ذلك. تعمل غابات العالم كأحواض عالمية تمتص ثاني أكسيد الكربون المنبعث في الغلاف الجوي من خلال حرق الأحافير. الوقود.

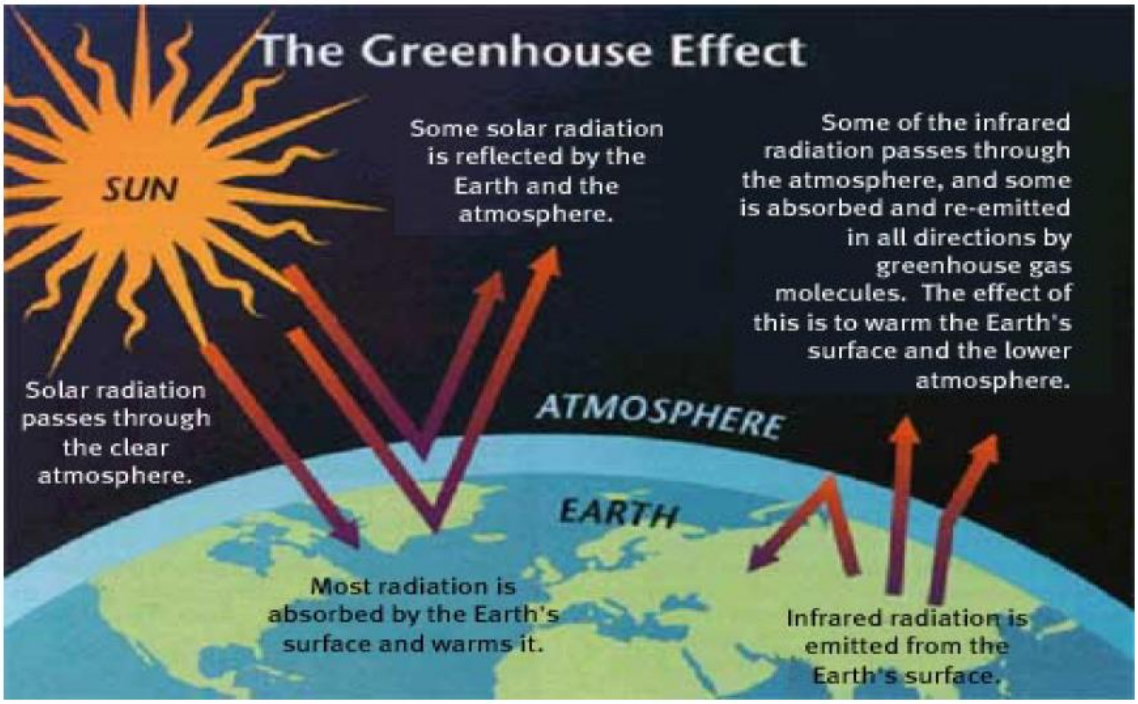
Depletion of our forest cover necessarily reduces their capacity to absorb carbon dioxide. Further, clearing and burning of the forests release more and more carbon dioxide into the atmosphere, thus enhancing the greenhouse effect.





يؤدي استنفاد غطاء الغابات إلى تقليل قدرتها على امتصاص ثاني أكسيد الكربون. علاوة على ذلك فإن إزالة الغابات وحرقها يطلق المزيد والمزيد من ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي ، وبالتالي تعزيز تأثير الاحتباس الحراري.





a- Air Temperature

The temperature of the air is a fundamental and important weather element. The main source of heat for the atmosphere is the radiation emitted by the earth. The atmospheric temperature shows large variation due to irregular distribution of insolation on the surface of the earth. These variations can be classified into three types:

- Periodic temperature variation
- Horizontal temperature variation
- Vertical temperature variation

b- Periodic temperature variation

It is a common knowledge that the air temperature shows periodic variations from high to low values. These periodic variations can be classified into daily and annual changes. The daily maximum temperature occurs in the midafternoon between 1 and 4 P.M. The daily minimum temperature occurs in the early morning just before sunrise between 4 and 6 A.M. The annual variations largely follow the diurnal variations. The annual maximum temperature occurs in the end of July, a full month after summer solstice (June 21st). The annual minimum temperature occurs in the end of January, a month after winter solstice (December 22nd). These variations for the northern hemisphere only, the seasons being reverse in the southern hemisphere.

درجة حرارة الهواء Air Temperature

تعتبر درجة حرارة الهواء عنصرًا أساسيًا وهامًا في الطقس. المصدر الرئيسي للحرارة في الغلاف الجوي هو الإشعاع المنبعث من الأرض. تظهر درجة حرارة الغلاف الجوي تباينًا كبيرًا بسبب التوزيع غير المنتظم للشمس على سطح الأرض. يمكن تصنيف هذه الاختلافات إلى ثلاثة أنواع:

- التغيرات الدورية في درجات الحرارة
- تغير أفقي في درجة الحرارة
- االتغير الرأسي في درجة الحرارة

التغيرات الدورية في درجات الحرارة Periodic temperature variation

من المعروف أن درجة حرارة الهواء لها تغيرات دورية من القيم العالية إلى المنخفضة ويمكن تصنيف هذه الاختلافات الدورية إلى تغييرات يومية وسنوية. تحدث درجة الحرارة القصوى اليومية في منتصف اليوم بين الساعة 1 و 4 مساءً. تحدث درجة الحرارة الدنيا اليومية في الصباح الباكر قبل شروق الشمس مباشرة بين 4 و 6 صباحًا. تتبع الاختلافات السنوية إلى حد كبير الاختلافات اليومية. تحدث درجة الحرارة القصوى السنوية في نهاية يوليو ، بعد شهر كامل من الانقلاب الصيفي (21 يونيو). تحدث درجة الحرارة الدنيا السنوية في نهاية شهر يناير ، بعد شهر من الانقلاب الشتوي (22 ديسمبر). هذه الاختلافات في نصف الكرة الشمالي فقط ، حيث تنعكس الفصول في نصف الكرة الجنوبي

c- Horizontal Temperature Variation

The most fundamental horizontal temperature variation is the slow decrease in air temperature from the equator towards the poles. This is the normal effect of latitude on temperature, since the amount of insolation received on the earth's surface largely depends on the latitudes. However, the temperature at different places of same latitude will not be same because of various other factors. The irregular composition of the earth's surface has a great effect on temperature. Land areas warm and cool more rapidly than water masses (ocean). The annual temperature ranges are greater over the land than over the oceans. The temperature of the air in the first 2 or 3km above the oceans varies less between seasons and between day and night than the air above the continents. The effect is most evident in middle and high latitudes, where seasons are pronounced. The most important reason for differences in the rates of heating and cooling is that the fluid character of water permits it to mix and as a result, the heat added to the oceans by solar radiation is distributed to over a greater depth than the heat added to a land surface. Similarly, when a water surface cools, the surface water becomes heavier and begins to sink, allowing warmer water to rise to the surface. In addition, the sun's rays penetrate water to a considerable depth, thus distributing their energy through a relatively deep layer. Water is mobile and experiences both vertical and horizontal movements which distribute the heat energy absorbed at the surface throughout its mass. On the other hand, the opaqueness of land concentrates the absorption of solar energy at the surface, causing relatively rapid and intense heating. Insolation is absorbed by land only at the surface and is transmitted slowly downward by conduction. Also of major significance is the large specific heat of water. Specific heat is the ratio of the heat addition to temperature change. Water has at specific heat of 1, while soils have a specific heat of less than 0.5.

الاختلاف الافقى لدرجات الحرارة Horizontal Temperature Variation

إن التغير الأساسي في درجة الحرارة الأفقية هو الانخفاض البطيء في درجة حرارة الهواء من خط الاستواء باتجاه القطبين. هذا هو التأثير الطبيعي لخطوط العرض على درجة الحرارة ، حيث أن كمية التشمس الساقطة على سطح الأرض تعتمد إلى حد كبير على خطوط العرض ومع ذلك ، فإن درجات الحرارة في أماكن مختلفة من نفس خط العرض لن تكون نفسها بسبب عوامل أخرى مختلفة. التركيب الغير منتظم لسطح الأرض له تأثير كبير على درجة الحرارة. المناطق اليابسة تكون دافئة وباردة بسرعة أكبر من الكتل المائية (المحيطات). متوسط درجات الحرارة السنوية فوق اليابسة تكون أعلى منها فوق المحيطات. تختلف درجة حرارة الهواء في أول 2 أو 3 كيلومترات فوق المحيطات بدرجة أقل بين الفصول وبين النهار والليل من الهواء فوق القارات. يكون التأثير أكثر وضوحًا في خطوط العرض الوسطى والعليا ، حيث تظهر الفصول.

إن أهم سبب للاختلافات في معدلات التسخين والتبريد هو أن طبيعة الماء تسمح له بالاختلاط ، ونتيجة لذلك يتم توزيع الحرارة المضافة إلى المحيطات عن طريق الإشعاع الشمسي على عمق أكبر من الحرارة المضافة إلى سطح الأرض. وبالمثل ، عندما يبرد سطح الماء ، يصبح سطح الماء أثقل ويبدأ في الغرق ، مما يسمح للماء الأكثر دفئًا بالارتفاع إلى السطح. بالإضافة إلى ذلك ، تخترق أشعة الشمس الماء إلى عمق كبير ، وبالتالي توزع طاقتها عبر طبقة عميقة نسبيًا. الماء متحرك ويختبر حركات رأسية وأفقية تعمل على توزيع الطاقة الحرارية الممتصة على السطح عبر كتلته. من ناحية أخرى ، فإن غموض الأرض يركز على امتصاص الطاقة الشمسية على السطح ، مما يتسبب في تسخين سريع ومكثف نسبيًا. يمتص التشمس عن طريق الأرض فقط على السطح وينتقل ببطء إلى الأسفل عن طريق التوصيل. ومن الأهمية بمكان أيضًا الحرارة النوعية الكبيرة للماء. الحرارة النوعية هي نسبة إضافة الحرارة إلى تغير درجة الحرارة. الماء عند درجة حرارة محددة 1بينما التربة لها حرارة محددة أقل من 0.5.

Thus, to raise the temperature of a mass of water by 1˚C requires more than twice as much energy as is needed to rise the temperature of an equal mass of land by 1˚C. A final important factor is that in oceanic areas more of the solar energy goes into evaporating water and thus is not available for heating the water. Because of these factors the oceans are a great stabilizer of temperature.

d- Isotherms

The horizontal distribution of the air temperature is shown by means of isotherms. Isotherms are the lines connecting points of equal temperature. The temperature gradually decreases from the equator towards the poles due to the effects of latitude. If the latitude is the only factor affecting temperature, then isotherm on the world map would have been straight lines. But there are other factors which influence the temperature. Hence isotherms on a world map are irregular lines. Isotherm representing highest temperature would be near the equator. A line connecting the places having highest average temperature is known as “Heat equator”. The temperature change in a direction normal to the isotherm is called horizontal temperature gradient. The lowest valid temperature registered so for is -127˚F at Voslok station, Antarctica. The highest world temperature recorded is 136˚F at Tripoli in North Africa.

E- Vertical Temperature Variation

Observation of temperatures in the upper air indicates the decrease of temperature with altitude. The regular decrease in temperature with altitude is called vertical temperature gradients. This extends up to the tropopause. There are three reasons for this decrease in temperature,

وبالتالي ، فإن رفع درجة حرارة كتلة من الماء بمقدار 1 درجة مئوية يتطلب أكثر من ضعف الطاقة اللازمة لرفع درجة حرارة كتلة متساوية من الأرض بمقدار 1 درجة مئوية. العامل المهم الأخير هو أنه في المناطق المحيطية ، يذهب المزيد من الطاقة الشمسية فى عملية تبخير المياه ، وبالتالي لا يتوفر لتسخين المياه. بسبب هذه العوامل ، تعد المحيطات عامل استقرار كبير لدرجة الحرارة.

Isotherms متساوي الحرارة

Isotherms يعبر عن التوزيع الأفقي لدرجة حرارة الهواء عن طريق متساوي الحرارة . وهى الخطوط التي تربط بين نقاط درجة حرارة المتساوية. تنخفض درجة الحرارة تدريجياً من خط الاستواء باتجاه القطبين بسبب تأثيرات خط العرض. إذا كان خط العرض هو العامل الوحيد الذي يؤثر على درجة الحرارة ، فإن تساوي الحرارة على خريطة العالم سيكون بمثابة خطوط مستقيمة. لكن هناك عوامل أخرى تؤثر على درجة الحرارة. ومن ثم فإن متساوي الحرارة على خريطة العالم هي خطوط غير منتظمة. ستكون متساوي الحرارة التي تمثل أعلى درجة حرارة بالقرب من خط الاستواء. يُعرف الخط الذي يربط بين الأماكن ذات أعلى متوسط درجة حرارة باسم "خط الاستواء الحراري". يسمى تغير درجة الحرارة في الاتجاه الطبيعي إلى الأفقي Horizontal temperature gradient. أدنى درجة حرارة مسجلة لذلك هي -127 درجة فهرنهايت في محطة فوسلوك ، أنتاركتيكا بينما أعلى درجة حرارة مسجلة في العالم هي 136 درجة فهرنهايت في طرابلس في شمال أفريقيا.

تغير درجة الحرارة العمودية Vertical Temperature Variation

تشير مراقبة وقياس درجات الحرارة في الهواء العلوي إلى انخفاض فى درجة الحرارة مع الارتفاع. يسمى الانخفاض المنتظم في درجة الحرارة مع الارتفاع بتدرجات درجة الحرارة العمودية **Vertical Temperature Gradients** . هذا يمتد حتى التروبوبوز. هناك ثلاثة أسباب لهذا الانخفاض في درجة الحرارة وهى :

- The major source of heat for the atmosphere is the earth. So as the distance from the surface of the earth increases the temperature must decrease

- The density of water vapour decreases with elevation, so less heat is absorbed by the air at higher latitudes.

- As the air rises to higher altitudes it expands and the temperature decreases.

Temperature Inversion

Certain special conditions in the atmosphere at some altitude may produce a reversal of the normal lapse rate, so that the temperature actually increases with an increase in altitude. This is known as temperature inversion. This can occur only when a warm layer of air overlies a colder layer. The layer in which temperature increases with altitude is called inversion layer

Actual Lapse Rate

The actual decrease in temperature with elevation at a given place is called actual lapse rate. It is determined by actually observing the temperature at different elevations. It changes from place to place and time to time.

Normal Lapse Rate

The average rate of temperature decrease with elevation is called "Normal lapse rate". This is determined by taking the average of the different lapse rate observed at different places and different times. Normal lapse rate is 6.5˚C.

- مصدر الرئيسي للحرارة في الغلاف الجوي هو الأرض. لذلك كلما زادت المسافة من سطح الأرض ، يجب أن تنخفض درجة الحرارة
- تتناقص كثافة بخار الماء مع الارتفاع ، لذلك يمتص الهواء حرارة أقل عند خطوط العرض الأعلى.
- مع ارتفاع الهواء إلى ارتفاعات أعلى ، يتمدد وتنخفض درجة الحرارة.

أنقلاب درجة الحرارة Temperature Inversion

من المعروف أن درجة الحرارة تقل مع الأرتفاع وفى بعض الظروف الخاصة في الغلاف الجوي - على ارتفاع معين- إلى انعكاس فى درجة الحرارة ، بحيث تزداد درجة الحرارة مع زيادة الارتفاع. يُعرف هذا باسم انعكاس درجة الحرارة **Temperature Inversion** , وهذا يمكن أن يحدث هذا فقط عندما تغطي طبقة دافئة من الهواء طبقة أكثر برودة. الطبقة التي تزداد فيها درجة الحرارة مع الارتفاع تسمى طبقة الانعكاس **Inversion Layer**

Actual lapse rate

يسمى الانخفاض الفعلي في درجة الحرارة مع الارتفاع في مكان معين Actual Lapse Rate. يتم تحديده من خلال قياس درجة الحرارة على ارتفاعات مختلفة ومن المعروف إنه يتغير من مكان إلى مكان ومن وقت لآخر.

Normal lapse rate

طلق على متوسط معدل انخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع "Normal lapse rate". يتم تحديد ذلك بأخذ متوسط معدله في أماكن مختلفة وأوقات مختلفة. وجد ان قيمته المتوسطة تساوى 6.5 درجة مئوية.

Measurement the Air Temperature
Maximum Thermometer

Usually used at shore stations in order to record the maximum daily temperature. They are of two types, one having a constriction in the tube (as with a clinical thermometer) and the other with an index in the bore. With the later type, the mercury pushes the index up the tube when the temperature rises and when it falls, the index is left in position. The maximum temperature is read at the end of the index nearest to the mercury. Mercury is used as it has a high boiling point.

Minimum Thermometer

As with the maximum thermometer, this is generally used at shore stations to record the minimum daily temperature. The liquid is usually alcohol as this has a low freezing temperature. The index is immersed in the alcohol and as the temperature falls and the alcohol contracts; the surface tension of the alcohol draws the index down the tube. As the temperature increases the alcohol is free to flow past the index. The minimum temperature is read at the end of the index nearest the open end of the alcohol.

Sixes Thermometer

This is a useful little instrument which incorporates a maximum and minimum thermometer and is much used by gardeners. The expansion of the alcohol in the round bulb as the temperature rises, forces the mercury round towards the pear shaped bulb and in turn, forces the index up the tube. The converse occurs when the temperature falls. The maximum and minimum temperatures are read at the ends of the indices nearest the mercury.

قياس درجة حرارة الهواء Air Temperature Measurement

a) مقياس الحرارة الأقصى Maximum thermometer

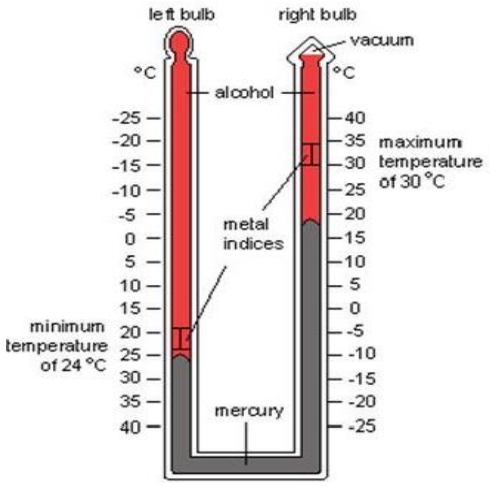
تستخدم عادة في المحطات الساحلية لتسجيل درجة الحرارة اليومية القصوى. وهما من نوعين ، أحدهما به انقباض في الأنبوب (كما هو الحال مع مقياس الحرارة الطبى) والآخر بمؤشر في التجويف. في النوع الأحدث ، يدفع الزئبق الفهرس إلى أعلى الأنبوب عندما ترتفع درجة الحرارة وعندما تنخفض يُترك المؤشر في موضعه. تتم قراءة درجة الحرارة القصوى في نهاية المؤشر الأقرب للزئبق. يستخدم الزئبق لأنه يحتوي على درجة غليان عالية.

b) مقياس الحرارة الأدنى Minimum thermometer

كما هو الحال مع مقياس الحرارة الأقصى ، يستخدم هذا بشكل عام في المحطات الساحلية لتسجيل أدنى درجة حرارة يومية. عادة ما يكون السائل عبارة عن كحول لأن درجة حرارة التجمد له منخفضة. ينغمس المؤشر في الكحول وعندما تنخفض درجة الحرارة ويتقلص الكحول ؛ يسحب التوتر السطحي للكحول الفهرس لأسفل الأنبوب. مع ارتفاع درجة الحرارة ، يتدفق الكحول بحرية بعد المؤشر. تتم قراءة درجة الحرارة الدنيا في نهاية المؤشر الأقرب للطرف المفتوح للكحول.

C) Sixes Thermometer

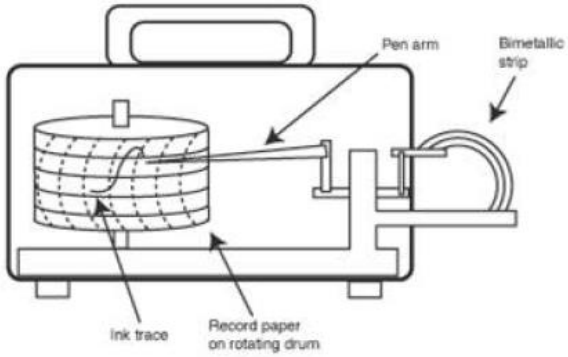
جهاز صغيرة مفيةيتضمن مقياس حرارة أقصى وأدنى ويستخدمه البستانيون كثيرًا. يؤدي تمدد الكحول في المصباح المستدير مع ارتفاع درجة الحرارة إلى دفع الزئبق نحو اللمبة ذات الشكل الكمثرى ، وبالتالي يدفع المؤشر إلى أعلى الأنبوب. يحدث العكس عندما تنخفض درجة الحرارة. تتم قراءة درجات الحرارة القصوى والدنيا في نهايات المؤشرات الأقرب للزئبق.



Sixes Thermometer

Thermograph

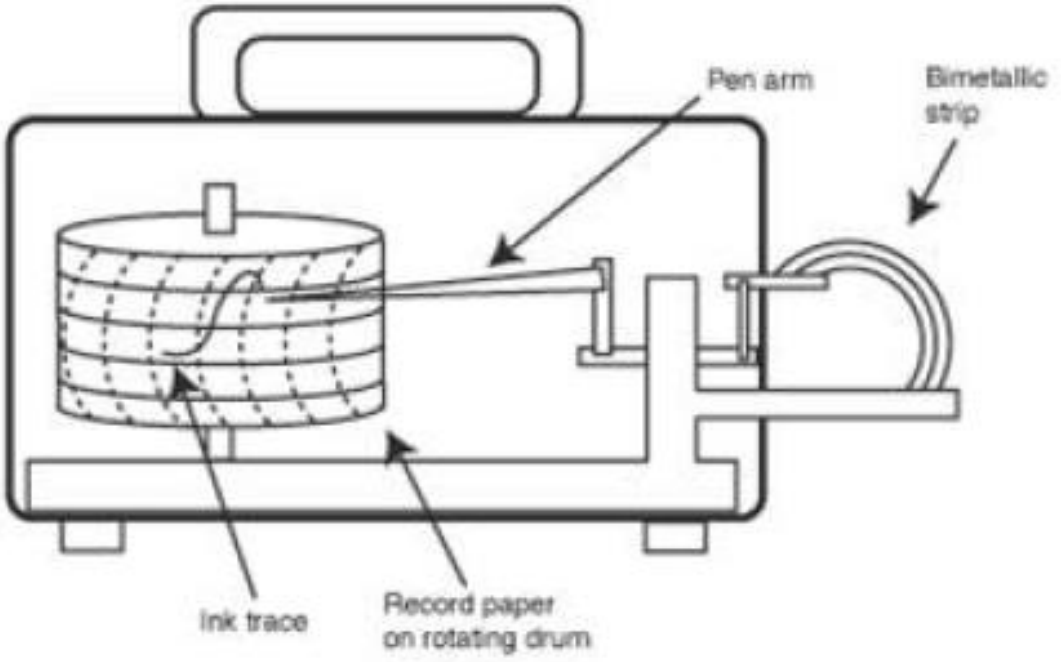
This recording thermometer is not often seen abroad ship. A pen, attached to a metallic coil which expands and contracts, records the temperatures on a drum moved by clockwork. A commonly used thermograph is one which uses a bimetallic strip as reactor. Two thin, curved sheets of metal of widely different thermal expansion are welded together. When the temperature changes, the two metals will expand unequally, and the curvature of the strip will change. This change is transferred through levers to a pen that traces the temperatures on the thermogram.



Thermograph

D) الراسم الحراري Thermograph

لا يُرى مقياس الحرارة هذا غالبًا في الخارج. قلم متصل بملف معدني يتمدد ويتقلص ، ويسجل درجات الحرارة على أسطوانة يتم تحريكها بواسطة آلية الساعة. الراسم الحراري Thermograph شائع الاستخدام هو الذي يستخدم شريطًا ثنائي المعدن كمفاعل. يتم لحام صفحتين رفيعتين منحنيتين من المعدن ذات تمدد حراري مختلف تمامًا معًا. عندما تتغير درجة الحرارة ، سيتوسع المعدنان بشكل غير متساو ، وسيتغير انحناء الشريط. يتم نقل هذا التغيير من خلال رافعات إلى قلم يتتبع درجات الحرارة على مقياس الحرارة.



Thermograph

Humidity and Water Vapour

Role and causes of water vapour in the atmosphere

The amount of water vapour in the atmosphere is called humidity. The main sources of water vapour in the lower atmosphere are evaporation from the earth's surface and transpiration by plants. The main sink (route of loss from the atmosphere) is precipitation as rain or snow. Atmospheric water vapor accounts for only about 1 part in 10,000 of the total amount of water in the global hydrological cycle. The total volume of water in the atmosphere is about 1.3×10^{13} cubic meters; the overwhelming majority of this is in the vapor phase. For comparison, the oceans contain about 1.35×10^{18} cubic meters of water. Atmospheric water vapor is one of the most important factors in determining earth's weather and climate, because of its role as a greenhouse gas and because of the large amounts of energy involved as water changes between the gaseous (vapor) phase and the liquid and solid phase.

Air saturated when it holds the maximum possible amounts of water vapor. At that point, the rate at which water molecules enter the air by evaporation exactly balances the rate at which they leave by condensation.

Specific humidity is the concentration of water vapor in a sample of moist air.

Absolute humidity is the water vapor density, defined as the ratio of the mass of water vapor to the volume of associated air; it is generally expressed in grams per cubic meter.

الرطوبة وبخار الماء Humidity and Water Vapour
دور وأسباب بخار الماء في الغلاف الجوي

كمية بخار الماء في الغلاف الجوي تسمى الرطوبة. المصادر الرئيسية لبخار الماء في الغلاف الجوي السفلي هي التبخر من سطح الأرض والنتح بواسطة النباتات. طريق الخسارة للرطوبة من الغلاف الجوي هو هطول الأمطار على شكل مطر أو ثلج. يمثل بخار الماء في الغلاف الجوي حوالي جزء واحد فقط من 10000 من إجمالي كمية المياه في الدورة الهيدرولوجية العالمية. يبلغ الحجم الإجمالي للماء في الغلاف الجوي حوالي 1.3×10 متر مكعب ؛ الغالبية العظمى من هذا في مرحلة البخار. للمقارنة ، تحتوي المحيطات على حوالي 1.35×10^8 متر مكعب من الماء.

يعد بخار الماء في الغلاف الجوي أحد أهم العوامل في تحديد مناخ الأرض وذلك بسبب دوره كأحد غازات الأحتباس الحرارى و ايضا بسبب الكميات الكبيرة من الطاقة التى يحتاجها الماء ليتغير بين المرحلة الغازية (البخار) والمرحلة السائلة والصلبة. .

يتشبع الهواء عندما يحتوي على أكبر قدر ممكن من بخار الماء. عند هذه النقطة ، فإن المعدل الذي تدخل به جزيئات الماء إلى الهواء عن طريق التبخر يوازن تمامًا مع المعدل الذي تغادر به عن طريق التكثيف.

الرطوبة النوعية Specific humidity هي تركيز بخار الماء في عينة من الهواء الرطب.

الرطوبة المطلقة Absolute humidity هي كثافة بخار الماء ، وتعرف بأنها نسبة كتلة بخار الماء إلى حجم الهواء المصاحب ؛ يتم التعبير عنه عمومًا بالجرام لكل متر مكعب.

The partial pressure of water vapor in saturated air is called the saturation air pressure. Saturation vapor pressure increases rapidly with temperature; the value at 32˚C is about double the value at 21˚C.

Relative humidity can be defined as the ratio of the actual vapor pressure to the saturation vapor pressure at a given air temperature; the result is expressed as percentage. Because the saturation vapor pressure is temperature dependent, for a given value of relative humidity, warm air has more water vapor than cooler air.

When air is cooled at constant pressure and water vapor content to the saturation (or condensation) point, the air temperature at which that point is reached is the **dew-point temperature**. The difference between the actual temperature and to the dew-point is called the dew-point depression.

Variations in Humidity

In the absence of significant changes in weather, the variations in humidity that occur over the course of a day can easily be understood. The specific humidity remains relatively constant from day to night and so the dew-point temperature does also. As the temperature cools at night, however, the saturation vapour pressure decreases, so relative humidity increases. The highest humidity values usually occur at the time of lowest temperature, before sunrise. Seasonal humidity variations depend on two factors- seasonal changes in temperature and seasonal changes in atmospheric circulation. In temperate climate, the warmer air in summer has a higher saturation vapor pressure than does the cooler winter air.

يسمى الضغط الجزئي لبخار الماء **The partial pressure** في الهواء المشبع ضغط هواء التشبع. يزداد ضغط بخار التشبع بسرعة مع درجة الحرارة ؛ القيمة عند 32 درجة مئوية هي حوالي ضعف القيمة عند 21 درجة مئوية.

تعرف الرطوبة النسبية **Relative humidity** على أنها نسبة ضغط البخار الفعلي إلى ضغط بخار التشبع عند درجة حرارة هواء معينة ؛ يتم التعبير عن النتيجة كنسبة مئوية. نظرًا لأن ضغط بخار التشبع يعتمد على درجة الحرارة لقيمة معينة للرطوبة النسبية ، يحتوي الهواء الدافئ على بخار ماء أكثر من الهواء البارد

عندما يتم تبريد الهواء بضغط ثابت ومحتوى بخار الماء إلى نقطة التشبع (أو التكثيف) ، فإن درجة حرارة الهواء التي يتم الوصول عندها إلى هذه النقطة هي درجة حرارة نقطة الندى **dew-point temperature.** يُطلق على الفرق بين درجة الحرارة الفعلية ونقطة الندى بانخفاض نقطة الندى **dew-point depression** .

تغيرات في الرطوبة **Variations in humidity**

في حالة عدم وجود تغيرات كبيرة في الطقس ، يمكن بسهولة فهم التغيرات في الرطوبة التي تحدث على مدار اليوم. تظل الرطوبة ثابتة نسبيًا أثناء النهار و الليل ، وبالتالي فإن درجة حرارة نقطة الندى كذلك. ومع انخفاض درجة الحرارة في الليل ، ينخفض ضغط بخار التشبع ، وبالتالي تزداد الرطوبة النسبية. عادةً ما تحدث أعلى قيمة للرطوبة في وقت أدنى درجة حرارة وذلك قبل شروق الشمس. تعتمد التغيرات الموسمية في الرطوبة على عاملين :

1. التغيرات الموسمية في درجة الحرارة
2. التغيرات الموسمية في دوران الغلاف الجوي.

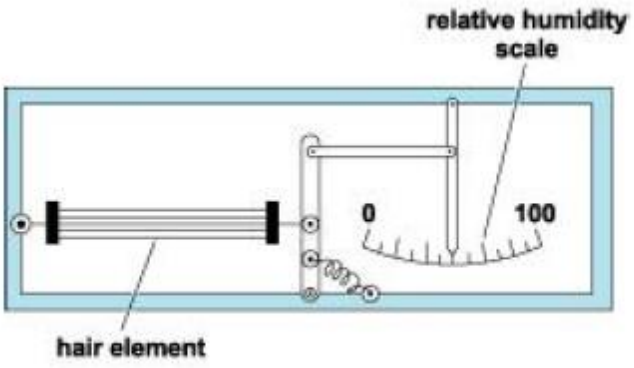
في المناخ المعتدل ، يكون للهواء الأكثر دفئًا في الصيف ضغط بخار تشبع أعلى من هواء الشتاء الأكثر برودة.

Average relative humidity values in summer and winter tend not to differ much, so the specific humidity tends to much greater in summer. In monsoon climates, relative and specific humidity tend to increase dramatically during the monsoon season, when onshore winds carry moisture-laden air from the ocean to land areas.

Humidity measuring instruments

1) Hair hygrometer

In 1783, De Saussure used human hair to measure the moisture of the air and constructed the hair hygrometer, which, with later improvements is still standard station equipment. When air is dry, the cells in the hair are close together; but when the air is humid, the space between the cells absorbs water vapour and air thickens and lengthens. It is this lengthening that is used as a measure of the moisture.



Hair hygrometer

2) APsychrometer

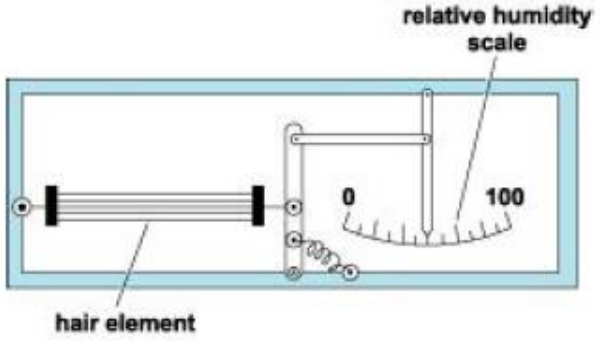
APsychrometer is a simple, widely used instrument for measuring humidity. This consists of two thermometers mounted side by side in a Stevenson's screen. One is a dry bulb thermometer, the other a wet bulb thermometer. One of these is naked while the other has its bulb tightly dressed in fine muslin with a wick that draws pure water from a container thus keeping the bulb wet.

تميل قيم متوسط الرطوبة النسبية **Relative Humidity** في الصيف والشتاء إلى عدم الاختلاف كثيرًا ، لذلك تميل الرطوبة النوعية **specific humidity** إلى الارتفاع كثيرًا في الصيف. في مناخات الرياح الموسمية ، تميل الرطوبة النسبية والنوعية إلى الزيادة بشكل كبير خلال موسم الرياح الموسمية ، عندما تحمل الرياح البرية الهواء المحمّل بالرطوبة من المحيط إلى مناطق اليابسة.

أجهزة قياس الرطوبة Humidity Measuring Instruments

1) مقياس رطوبة الشعر Hair Hygrometer

في عام 1783 ، استخدم De Saussure شعر الإنسان لقياس رطوبة الهواء وصنع مقياس رطوبة الشعر ، والذي مع التحسينات التى تمت عليه أصبح لا يزال من معدات المحطة القياسية. عندما يجف الهواء ، تكون الخلايا الموجودة في الشعر متقاربة ولكن عندما يكون الهواء رطبًا فإن الفراغ بين الخلايا تمتص بخار الماء يطول الشعر ويزداد سمكه. يتم استخدام هذا الإطالة كمقياس للرطوبة.



Hair Hygrometer

2) APsychrometer

APsychrometer هو أداة بسيطة تستخدم على نطاق واسع لقياس الرطوبة. يتكون من مقياسين للحرارة مثبتين جنبًا إلى جنب أحدهما مقياس حرارة جاف ، والآخر مقياس حرارة مبلل. أى أن أحدهما عاري بينما الآخر له شاش ناعم مغطاه للمستودع مع فتيل يسحب الماء النقي من الحاوية وبالتالي يبقي المستودع رطبًا.

Now, when air is blown fast the bulbs, the dry thermometer shows the temperature of the air, while water evaporates from the wet bulb. Since heat is required to evaporate water, the temperature of the wet bulb thermometer sinks; it does so until a state of equilibrium is reached and then stays steady. The saturation vapour pressure at the wet bulb is then the same as that of the air and no further evaporation takes place. The temperature shown by this thermometer is called the wet-bulb temperature and we may say that this temperature is the lowest temperature to which the air can be cooled by evaporating water into it. Now, , when air is blown fast the bulbs, the dry thermometer shows the temperature of the air, while water evaporates from the wet bulb. Since heat is required to evaporate water, the temperature of the wet bulb thermometer sinks; it does so until a state of equilibrium is reached and then stays steady.

The saturation vapour pressure at the wet bulb is then the same as that of the air and no further evaporation takes place. The temperature shown by this thermometer is called the wet-bulb temperature and we may say that this temperature is the lowest temperature to which the air can be cooled by evaporating water into it.

Now if the air is saturated initially, no evaporation would occur and the dry-bulb and wet-bulb temperatures would be the same; the relative humidity would be 100 per cent and the wet-bulb depression would be zero. The larger the saturation deficit, the more evaporation would be needed and the lager would be the wet-bulb depression. Once the air temperature and the wet-bulb temperature have been observed, the relative humidity and all other humidity measures can be obtained from tables or graphs. By entering tables with the dry-bulb temperature and the difference between the wet and dry bulbs, the dew point and relative humidity can be found

الان عندما ينفخ الهواء بسرعة يوضح الترمومتر الجاف درجة حرارة الهواء ، بينما يتبخر الماء من الجزء (الشاش) المبلل. نظرًا لأن الحرارة مطلوبة لتبخر الماء ، فإن درجة حرارة الترمومتر المبلل تنخفض يقوم بذلك حتى يتم الوصول إلى حالة من التوازن ثم يظل ثابتًا. عندئذٍ يكون ضغط بخار التشبع عند الجزء الرطب هو نفسه ضغط الهواء ولا يحدث مزيد من التبخر. تسمى درجة الحرارة الموضحة بواسطة مقياس الحرارة هذا درجة حرارة الرطبة وقد نقول أن درجة الحرارة هذه هي أدنى درجة حرارة يمكن تبريد الهواء إليها عن طريق تبخير الماء بداخله. الآن ، عندما ينفخ الهواء بسرعة يُظهر مقياس الحرارة الجاف درجة حرارة الهواء ، بينما يتبخر الماء من الجزء الرطب. نظرًا لأن الحرارة مطلوبة لتبخر الماء ، فإن درجة حرارة الترمومتر المبلل تنخفض ؛ يقوم بذلك حتى يتم الوصول إلى حالة من التوازن ثم يظل ثابتًا.

عندئذٍ يكون ضغط بخار التشبع عند الجزء (الشاش) الرطب هو نفسه ضغط الهواء ولا يحدث مزيد من التبخر. تسمى درجة الحرارة الموضحة بواسطة مقياس الحرارة هذا درجة الحرارة الرطبة وقد نقول أن درجة الحرارة هذه هي أدنى درجة حرارة يمكن تبريد الهواء إليها عن طريق تبخير الماء بداخله.

إذا كان الهواء مشبعًا في البداية فلن يحدث أي تبخر وستكون درجات حرارة الترمومتر الجاف و الرطب هي نفسها وتكون الرطوبة النسبية 100 % و كلما زاد عجز التشبع ، زادت الحاجة إلى التبخر وسيكون هنا انخفاض فى درجة الحرارة فى الجزء الرطب wet bulb. بمجرد ملاحظة درجة حرارة الهواء ودرجة الحرارة الرطبه يمكن الحصول على الرطوبة النسبية وجميع مقاييس الرطوبة الأخرى من الجداول أو الرسوم البيانية. عن طريق إدخال الجداول مع درجة الحرارة الجافة والرطبة والفرق بينهما و يمكن ايضا إيجاد نقطة الندى والرطوبة النسبية

Dry Bulb (°C)	Wet Bulb depression (°C)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20
2	99%+	84%	68%	52%	37%	22%	8%									
4	99%+	85%	70%	56%	42%	29%	26%	3%								
6	99%+	86%	73%	60%	47%	34%	22%	11%								
8	99%+	87%	75%	63%	51%	39%	28%	18%	7%							
10	99%+	88%	76%	65%	54%	44%	33%	23%	14%	4%						
12	99%+	89%	78%	67%	57%	47%	38%	29%	20%	11%	3%					
14	99%+	89%	79%	69%	60%	51%	42%	33%	25%	17%	9%					
16	99%+	90%	80%	71%	62%	54%	45%	37%	29%	22%	14%					
18	99%+	91%	81%	73%	64%	56%	48%	41%	33%	26%	19%	6%				
20	99%+	91%	82%	74%	66%	58%	51%	44%	37%	30%	24%	11%				
22	99%+	91%	83%	75%	68%	60%	53%	46%	40%	34%	27%	16%	5%			
24	99%+	92%	84%	76%	69%	62%	55%	49%	43%	37%	31%	20%	9%			
26	99%+	92%	85%	77%	70%	64%	57%	51%	45%	39%	34%	23%	14%	4%		
28	99%+	92%	85%	78%	72%	65%	59%	53%	47%	42%	37%	26%	17%	8%		
30	99%+	93%	86%	79%	73%	67%	61%	55%	49%	44%	39%	29%	20%	12%	4%	
32	99%+	93%	86%	80%	74%	68%	62%	56%	51%	46%	41%	32%	23%	15%	8%	1%
34	99%+	93%	87%	81%	75%	69%	63%	58%	53%	48%	43%	34%	26%	18%	11%	5%
36	99%+	93%	87%	81%	75%	70%	64%	59%	54%	50%	45%	36%	28%	21%	14%	8%
38	99%+	94%	88%	82%	76%	71%	65%	60%	56%	51%	47%	38%	31%	23%	17%	11%
40	99%+	94%	88%	82%	77%	72%	66%	62%	57%	52%	48%	40%	33%	26%	19%	13%
42	99%+	94%	88%	83%	77%	72%	67%	63%	58%	54%	50%	42%	34%	28%	21%	16%
44	99%+	94%	89%	82%	78%	73%	68%	64%	59%	55%	51%	43%	36%	29%	23%	18%

Condensation

The water vapour content in the atmosphere varies widely, rising at times to as much as 4 percent by volume. Nearly 85per cent of the moisture enters the atmosphere by evaporation from the oceans, lakes, rivers, glaciers, ice caps and the rest by evapotranspiration from vegetation. Moisture can be present as vapour, droplets and ice crystals. Moisture comes out of the atmosphere by condensation and precipitation. The condensation occurs when water vapour in the atmosphere changes state from a gas to a liquid or from a liquid to a solid. This process forms fog, dew, frost and clouds, which may eventually lead to precipitation. Condensation is a major component of the hydrologic cycle because it is the mechanism by which moisture in the atmosphere is returned to the earth or ocean. Condensation of atmospheric moisture on the ground is called dew if the surface temperature is above freezing and frost if it is below freezing. Fog is simply a stratus cloud in contact with the ground.

In addition to its importance within the hydrologic cycle, condensation is also an important component of the energy balance. As the combined processes of evaporation and transpiration, store energy by changing water from a liquid to a gaseous state, this energy is again released as water condenses from a vapour to a liquid during the process of cloud formation and eventually, precipitation. This energy is removed from the surface of the earth in evapotranspiration and serves to heat the atmosphere when it is released through the condensation of water vapour.

Condensation cannot begin unless the air becomes saturated with a relative humidity of 100% that is when the partial pressure of water vapour in the atmosphere reaches the saturation vapour pressure at the ambient temperature.

التكثيف **Condensation**

يختلف محتوى بخار الماء في الغلاف الجوي بشكل كبير حيث يرتفع أحيانًا إلى 4٪ من حيث الحجم. ما يقرب من 85 % من الرطوبة تدخل الغلاف الجوي عن طريق التبخر من المحيطات والبحيرات والأنهار والأنهار الجليدية والغطاء الجليدي والباقي عن طريق التبخر من الغطاء النباتي. يمكن أن توجد الرطوبة على شكل بخار وقطرات وبلورات ثلجية. تخرج الرطوبة من الغلاف الجوي عن طريق التكثيف **condensation** وهطول الأمطار. يحدث التكثيف عندما يتغير بخار الماء في الغلاف الجوي حالته من غاز إلى سائل أو من سائل إلى مادة صلبة. تشكل هذه العملية ضبابًا وندى وصقيعًا وسحبًا مما قد يؤدي في النهاية إلى هطول الأمطار.

يعد التكثيف مكونًا رئيسيًا في الدورة الهيدرولوجية لأنه الآلية التي يتم من خلالها إرجاع الرطوبة في الغلاف الجوي إلى الأرض أو المحيط. يسمى تكثف رطوبة الغلاف الجوي على الأرض بالندى إذا كانت درجة حرارة السطح أعلى من درجة التجمد ويسمى الصقيع forest إذا كانت أقل من درجة التجمد. الضباب fog هو ببساطة سحابة طبقية على اتصال مع الأرض.

يالإضافة إلى أهميته في الدورة الهيدرولوجية ، يعتبر التكثيف أيضًا عنصرًا مهمًا في توازن الطاقة. نظرًا لأن عمليات التبخر والنتح معاتخزن الطاقة عن طريق تغيير الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية و يتم إطلاق هذه الطاقة مرة أخرى عندما يتكثف الماء من بخار إلى سائل أثناء عملية تكوين السحب وفي النهاية هطول الأمطار. تتم إزالة هذه الطاقة من سطح الأرض في التبخر بالنتح وتعمل على تسخين الغلاف الجوي عند إطلاقه من خلال تكثيف بخار الماء.

لا يمكن أن يبدأ التكثيف إلا إذا أصبح الهواء مشبعًا برطوبة نسبية 100٪ أي عندما يصل الضغط الجزئي لبخار الماء في الغلاف الجوي إلى ضغط بخار التشبع عند درجة الحرارة المحيطة.

As the temperature of the air continues to decrease owing to rising motions, traditional cooling or contact with cooler surface, the vapour pressure exceeds the saturation vapour pressure, producing a condition called supersaturation. When air is supersaturated, the water vapour begins to condense producing extremely small water droplets.

The atmosphere contains many aerosol particles produced by blowing dust and soil, sea spray (salt), forest fires, volcanic activity and industrial pollution. Some of them are hygroscopic, i.e. they attract water. Hygroscopic particles such as sodium chloride (NaCl) act as condensation nuclei. Water vapour condenses initially on hygroscopic nuclei and changes into liquid water droplets. Once condensation is initiated, the process goes on and clouds form. Condensation can begin on condensation nuclei even when the relative humidity is less than cent percent. Water vapour can exist in the supersaturated state upto -39˚C in the atmosphere. Supercooled water droplets are extremely unstable and freeze instantaneously on coming into contact with ice crystals.

Ice particles can grow large enough to produce clouds and precipitation through two processes. The first, called the Bergeron process after its discovery by Tor Bergeron in 1933, is based on the principle that when air is saturated with respect to water at temperatures below 0˚C, it is supersaturated with respect to ice. Ice particles can also grow by collision with supercooled droplets (called riming) or with other ice particles (aggregation).

مع استمرار انخفاض درجة حرارة الهواء بسبب الحركات المتزايدة أو التبريد التقليدي أو التلامس مع سطح أكثر برودة يتجاوز ضغط البخار ضغط بخار التشبع مما ينتج عنه حالة تسمى التشبع الفائق **supersaturation** . عندما يكون الهواء مفرط التشبع ، يبدأ بخار الماء في التكاثف مما ينتج عنه قطرات ماء صغيرة للغاية.

يحتوي الغلاف الجوي على العديد من جزيئات الهباء الجوي **aerosol particles** الناتجة عن الغبار والتربة ورذاذ البحر وحرائق الغابات والنشاط البركاني والتلوث الصناعي. بعضها استرطابى (اى تجذب الماء). تعمل الجسيمات المسترطبة **hygroscopic** مثل كلوريد الصوديوم (NaCl) كنواة تكثيف. يتكثف بخار الماء في البداية على نوى استرطابية ويتحول إلى قطرات ماء سائلة. بمجرد بدء التكثيف ، تستمر العملية وتتشكل السحب. يمكن أن يبدأ التكثف على نوى التكثيف حتى عندما تكون الرطوبة النسبية أقل من المائة في المائة. يمكن أن يوجد بخار الماء في حالة فرط التشبع تصل إلى -39 درجة مئوية في الغلاف الجوي. قطرات الماء فائقة البرودة غير مستقرة للغاية وتتجمد على الفور عند ملامستها لبلورات الجليد.

يمكن أن تنمو جزيئات الجليد بشكل كبير بما يكفي لإنتاج السحب وهطول الأمطار من خلال عمليتين. الأولى تسمى عملية **بيرجيرون** بعد اكتشافها من قبل تور بيرجيرون في عام 1933 ، وهي تقوم على مبدأ أنه عندما يكون الهواء مشبعًا فيما يتعلق بالمياه عند درجات حرارة أقل من 0 درجة مئوية ، فإنه يكون مفرط التشبع فيما يتعلق بالجليد. يمكن أن تنمو جزيئات الجليد أيضًا عن طريق الاصطدام مع القطرات فائقة التبريد (تسمى الحافة) أو مع جزيئات الجليد الأخرى (التجميع).

Precipitation

The fall of liquid water droplets or ice crystals from the clouds to the ground is termed **precipitation**. The fall can be in nature of drizzle, rain, shower, hail, sleet or snow. Drizzle, rain and shower are liquid water droplets, the nomenclature depending on the size of the drops and their number per unit volume.

Drizzle consists of a very large number of minute droplets per unit volume. Number of drops is much less in rain and still less in showers.

Snow is composed of ice crystals which exhibit a fantastic variety of forms and sizes depending upon the temperature.

Sleet is a mixture of rain and snow. Ice pellets with diameters from 0.5 to 5.0 cm falling out of thunderclouds are termed hail..

Rainfall is measured as the height of water collected in an open impermeable space by direct precipitation. Any loss by absorption, evaporation or runoff is prevented.

Precipitation is measured by a rain gauge or a snow gauge. There are two types of rain gauges-ordinary rain gauge and self-recording rain gauge. Rainfall is expressed in millimeters per day, month or year and denotes the total depth of water falling on the earth from all types of precipitation. Snow is measured as the water equivalent or directly as the depth of accumulation.

تساقط الامطار Precipitation

سقوط قطرات الماء السائل أو بلورات الجليد من السحب إلى الأرض يسمى هطول الأمطار **Precipitation** . يمكن أن يكون السقوط على هيئة الرذاذ أو المطر أو الدش أو البرد أو الصقيع أو الثلج. الرذاذ والمطر والدش عبارة عن قطرات ماء سائلة وتعتمد التسمية على حجم القطرات وعددها لكل وحدة حجم.

الرزاز**Drizzle** يتكون الرذاذ من عدد كبير جدًا من القطرات الدقيقة لكل وحدة حجم. عدد القطرات أقل بكثير في المطر وأقل من **shower** .

يتكون الثلج **snow** من بلورات ثلجية تظهر مجموعة رائعة من الأشكال والأحجام حسب درجة الحرارة.

الصقيع **sleet** هو مزيج من المطر والثلج. تسمى كرات الجليد التي يتراوح أقطارها من 0.5 إلى 5.0 سم المتساقطة من السحب الرعدية بالبَرَد **hail..**

يتم قياس هطول الأمطار على أنه ارتفاع المياه التي يتم جمعها في مساحة مفتوحة غير منفذة عن طريق الترسيب المباشر. يتم منع أي فقد عن طريق الامتصاص أو التبخر أو الجريان السطحي.

يتم قياس هطول الأمطار بمقياس المطر أو مقياس الثلج. هناك نوعان من مقاييس المطر - مقياس المطر العادي ومقياس المطر الذاتي التسجيل. يتم التعبير عن هطول الأمطار بالمليمترات في اليوم أو الشهر أو السنة ويشير إلى العمق الكلي للمياه المتساقطة على الأرض من جميع أنواع هطول الأمطار. يقاس الثلج كمكافئ مائي أو مباشرة بعمق التراكم.

Precipitation process

The floating cloud droplets fall to the ground under the influence of gravity. However, they remain airborne so long as their fall speed is less than the magnitude of the upward motion in the atmosphere.

The tiny droplets in the cloud grow due to aggregation or coalescence. The larger the drop, the greater is the fall or terminal velocity. When the drops grow to a size where the terminal velocity becomes greater than the updraft, they come down to the ground as precipitation.

In hot or dry atmosphere, initially the drops may not reach the ground due to evaporation in the intervening layers. The rain can then be seen from a distance as downward strands from the cloud, disappearing midway. This phenomenon is termed **virga.**

A mechanism is required for the growth of water droplets to become large enough to attain terminal velocity high enough to come down as precipitation.

Precipitation can be initiated by two different processes, depending on the temperature in the cloud. When the cloud temperature is less than 0˚C either partially or wholly, initially ice crystals form in the supercooled region at the top where the temperatures are of the order of -120˚C.

Once formed, ice crystals draw moisture rapidly from water droplets and grow at their expense. Ice crystals in the cloud multiply by a splintering process also. A shell of ice forms on a supercooled drop. As it grows and presses inwards, the drop shatters and thousands of spikes of fine ice crystals scatters and thousands of spikes of fine ice crystals scatter in the cloud. The ice crystals melt as they fall through cloud, liquid water drops collide with others, aggregate to form larger drops and come down to the ground as rain. If the temperature continues to be very low, snowfall occurs. This is the cold rain process.

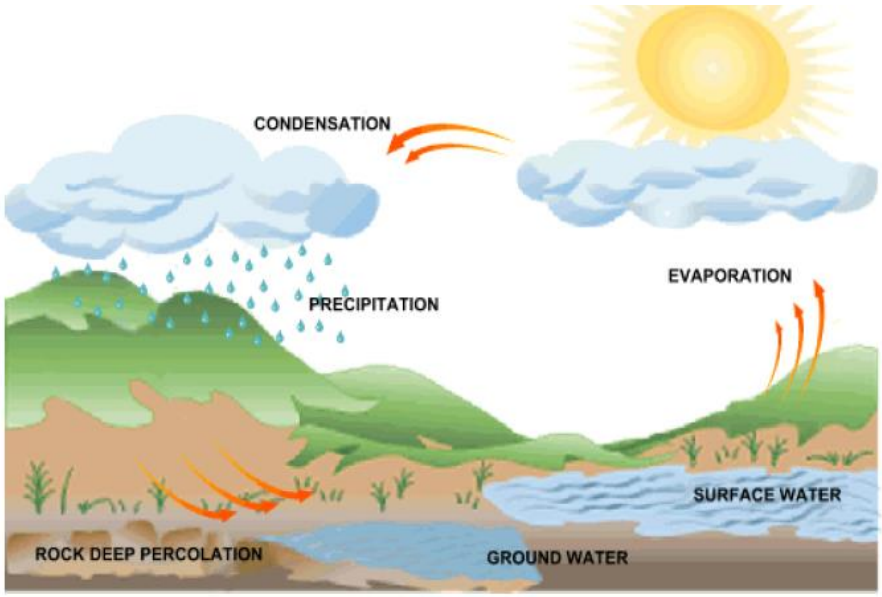
عملية هطول الامطار **Precipitation process**

تساقط قطرات السحب المتعلقة على الأرض تحت تأثير الجاذبية. ومع ذلك ، فإنها تظل محمولة في الهواء طالما أن سرعة سقوطها أقل من حجم الحركة الصاعدة في الغلاف الجوي.

تنمو القطرات الصغيرة في السحب بسبب التجمع أو الاندماج . كلما كان الانخفاض أكبر ، كلما كان السقوط أو السرعة النهائية أكبر. عندما تنمو القطرات إلى حجم تصبح فيه السرعة النهائية أكبر من التيار الصاعد ، فإنها تنزل إلى الأرض على شكل ترسيب **precipitation.**

في الجو الحار أو الجاف ، قد لا تصل القطرات إلى الأرض في البداية بسبب التبخر في الطبقات المتداخلة. يمكن بعد ذلك رؤية المطر من مسافة على شكل خيوط متدرجة من السحابة تختفي في منتصف الطريق. هذه الظاهرة تسمى فيرجا **virga.** يجب وجود آلية لنمو قطرات الماء لتصبح كبيرة بما يكفي للوصول إلى سرعة نهائية عالية بما يكفي لتهبط على شكل هطول مطر **precipitation**

يمكن بدء هطول الأمطار من خلال عمليتين مختلفتين اعتمادًا على درجة الحرارة السحابة. عندما تكون درجة حرارة السحابة أقل من 0 درجة مئوية إما جزئيًا أو كليًا ، تتشكل بلورات الجليد مبدئيًا في المنطقة فائقة التبريد في الأعلى حيث تكون درجات الحرارة في حدود -120 درجة مئوية. بمجرد تشكيلها ، تقوم بلورات الجليد بسحب الرطوبة بسرعة من قطرات الماء وتنمو على حسابها. تتكاثر بلورات الجليد في السحابة بعملية الانقسام أيضًا. تتكون قشرة من الجليد على قطرة فائقة التبريد. مع نموها وضغطها إلى الداخل ، تتكسر القطرة وتتناثر آلاف الدقائق من بلورات الجليد الدقيقة وتنتشر الآلف منها في السحابة. تذوب بلورات الجليد عندما تتساقط عبر السحابة ، وتتصادم قطرات الماء السائل مع الآخرين ، وتتجمع لتشكل قطرات أكبر وتنزل على الأرض كمطر. إذا استمرت درجة الحرارة في الانخفاض الشديد ، يحدث تساقط للثلوج. هذه هي عملية المطر البارد.



Atmospheric Pressure

Introduction

The detectable atmosphere extends to hundreds of miles above the earth's surface which is held by gravity. The pressure exerted by the atmospheric air on the surface of the earth is called atmospheric pressure. The atmospheric pressure is expressed in terms of certain equivalent values such as mass or height of mercury column that can balance the atmospheric pressure.

Units of pressure Pressure is measured by a barometer as the height of mercury column supported by the atmosphere and expressed as a force in millibars (mb). The unit mb is 1000dynes per sq. cm.

Periodic Variation

The atmosphere is not a static body. It is a dynamic medium. Atmospheric pressure varies with time and distance, as also with altitude and weather conditions. The pressure attains the high values and the low values daily. The high values occur at 10 AM and 10 PM while the low values occur at 4 PM and 4 AM. This effect is known as solar tide. This is pronounced in tropics where the difference between maxima and minima can be of the order of 2 to 3 mb.

الضغط الجوي Atmospheric Pressure

يمتد الغلاف الجوي القابل للاكتشاف إلى مئات الأميال فوق سطح الأرض الذي تحتجزه الجاذبية. يسمى الضغط الذي يمارسه الهواء الجوي على سطح الأرض بالضغط الجوي. يتم التعبير عن الضغط الجوي من حيث بعض القيم المكافئة مثل الكتلة أو ارتفاع عمود الزئبق الذي يمكن أن يوازن الضغط الجوي.

وحدات الضغط Units of pressure

يقاس الضغط بمقياس ضغط بارتفاع عمود الزئبق المدعوم بالجو ويعبر عنه كقوة بالملي بار (mb). وحدة mb هي 1000 داين / سم مربع

الاختلاف الدوري للضغط Periodic Variation

الغلاف الجوي ليس جسما ثابتا ولكن إنها وسيلة ديناميكية. يختلف الضغط الجوي باختلاف الوقت والمسافة ، وكذلك مع الارتفاع والظروف الجوية. يبلغ الضغط القيم العالية والقيم المنخفضة يوميًا. تحدث القيم العالية في الساعة 10 صباحًا و 10 مساءً بينما تحدث القيم المنخفضة في الساعة 4 مساءً و 4 صباحًا. يُعرف هذا التأثير بالمد والجزر الشمسي **solar tide** . هذا واضح في المناطق المدارية حيث يمكن أن يكون الفرق بين الحد الأقصى والحد الأدنى من 2 إلى 3 ميجابايت.

Vertical variation

The atmosphere is a mixture of gases held to the earth by gravity. Since gases are compressible, the overlying air compresses the lower air considerably and thereby increases the density of air near the ground. Because of this compression, pressure rapidly decreases with elevation. The rate of decrease with height is not constant. Near the ground it is approximately 1 millibar per 10 meters but at 20km, pressure decreases more slowly at about 1millibar per 130 meters. At the top of a 1000 meter mountain, pressure is about 900mb.

Horizontal variation

Atmospheric pressure is not everywhere uniform. The air over the earth's surface undergoes variety of pressure changes due to non-uniform heating of the earth's surface. The horizontal pressure field is analyzed by drawing lines of equal pressure values on a map where atmospheric pressure readings reduced to mean sea level of different stations are plotted. The horizontal variations of pressure are much less than the vertical variations, but the relatively small variations are of fundamental significant in determining wind direction and speed. The horizontal pressure patterns are of two types,

- Those whose average position is roughly the same.
- Those whose position moves with the line.

Isobars Isobars are the lines joining the points of equal pressure. Isobars are usually drawn at pressure intervals of 3, 4 or 5 millibars..

الاختلاف الرأسي للضغط Vertical variation

الغلاف الجوي عبارة عن مزيج من الغازات الموجودة على الأرض بفعل الجاذبية. نظرًا لأن الغازات قابلة للانضغاط ، فإن الهواء العلوي يضغط الهواء السفلي بشكل كبير وبالتالي يزيد من كثافة الهواء بالقرب من الأرض. بسبب هذا الضغط ، يتناقص الضغط بسرعة مع الارتفاع. معدل الانخفاض مع الارتفاع ليس ثابتًا. بالقرب من الأرض ، يبلغ حوالي 1 ملي بار لكل 10 أمتار ، ولكن عند 20 كم ، ينخفض الضغط بشكل أبطأ عند حوالي 1 ملي بار لكل 130 مترًا. في قمة جبل 1000 متر ، يبلغ الضغط حوالي 900 ميجابايت.

الاختلاف الأفقي للضغط Horizontal variation

الضغط الجوي ليس موحدًا في كل مكان. يخضع الهواء الموجود فوق سطح الأرض لتغييرات متنوعة في الضغط بسبب التسخين غير المنتظم لسطح الأرض. يتم تحليل مجال الضغط الأفقي عن طريق رسم خطوط ذات قيم ضغط متساوية على خريطة حيث يتم تقليل قراءات الضغط الجوي إلى متوسط مستوى سطح البحر لمحطات مختلفة. الاختلافات الأفقية للضغط أقل بكثير من التغيرات الرأسية ، لكن الاختلافات الصغيرة نسبيًا لها أهمية أساسية في تحديد اتجاه الرياح وسرعتها. أنماط الضغط الأفقية من نوعين ،

- أولئك الذين يكون متوسط مركزهم هو نفسه تقريبًا.
- أولئك الذين يتحرك موقعهم مع الخط.

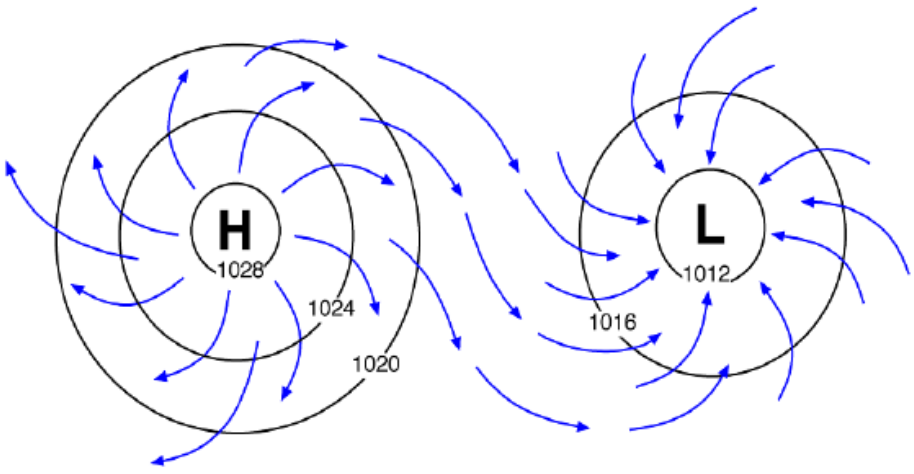
Isobars هي الخطوط التي تربط بين نقاط الضغط المتساوي. عادة ما يتم رسم متساوي الضغط على فترات ضغط تبلغ 3 أو 4 أو 5 مليبار.

Horizontal pressure gradient the change in pressure with horizontal distance is called pressure gradient. The pressure gradient is in a direction perpendicular to the isobars.

Isollobars It is often important to know the magnitude of the pressure change rather than simple pressure over a particular region. The change in pressure in the hours prior to observable recording time is called pressure tendency and it is a net value. The line connecting places having equal pressure tendencies is called ‘ Isollobars’ and constitute an important tool in weather analysis.

High and low pressure areas

An area which has low pressure than surrounding areas at the same elevation is called as low. If there is a fairly identifiable center of low pressure on a weather map, it is referred as cyclone or depression. A region which has high pressure than surrounding areas at the same elevation is called high. If a Centre of high pressure can be identified on a weather map, it is referred as high or anticyclone



A high pressure and a low pressure center with wind directions (northern hemisphere). Circles are isobars with pressure in mb.

تدرج الضغط الأفقي Horizontal pressure gradient

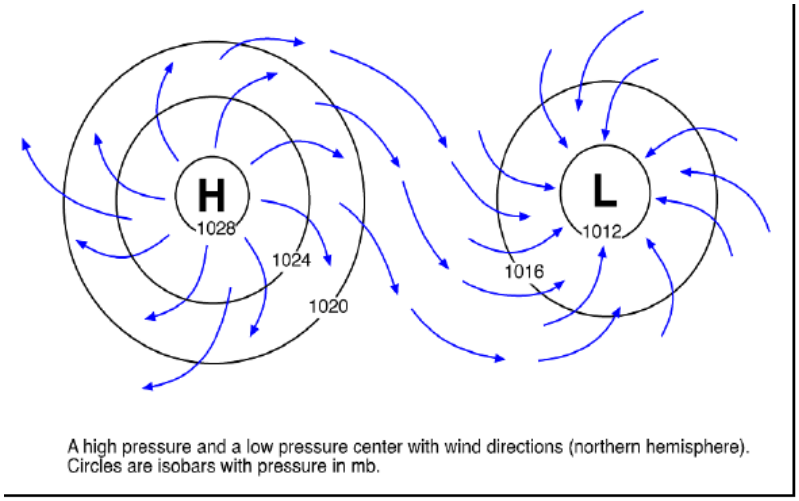
تدرج الضغط الأفقي يسمى التغيير في الضغط بمسافة أفقية تدرج الضغط. يكون تدرج الضغط في اتجاه عمودي على خطوط متساوية الضغط.

"Isobars

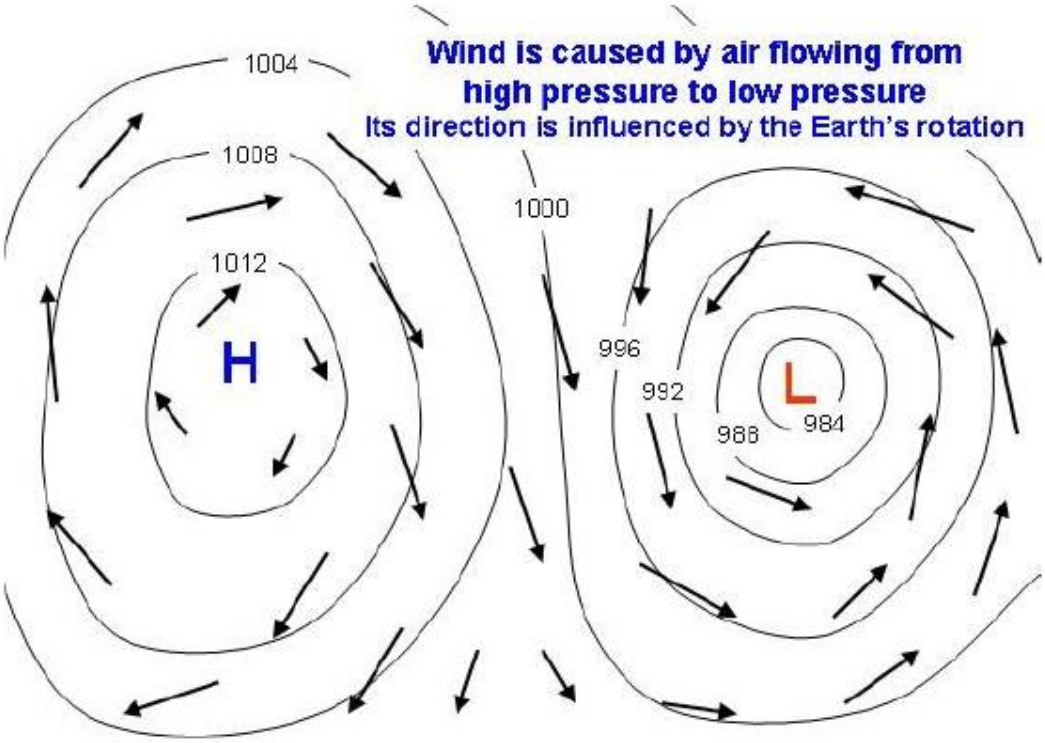
من المهم غالبًا معرفة حجم تغير الضغط بدلاً من الضغط البسيط على منطقة معينة. يسمى التغيير في الضغط في الساعات التي تسبق وقت التسجيل الملحوظ اتجاه الضغط وهو قيمة صافية. يُطلق على الخط الذي يربط بين الأماكن التي لها ميول ضغط متساوية اسم "Isobars" ويشكل أداة مهمة في تحليل الطقس.

مناطق الضغط المرتفع والمنخفض

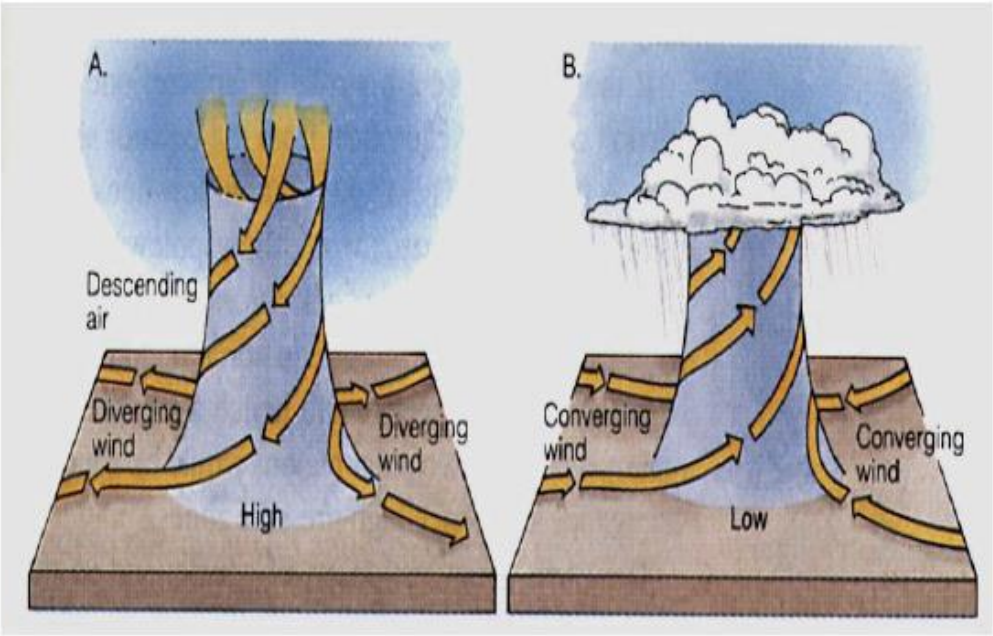
تسمى المنطقة ذات الضغط المنخفض عن المناطق المحيطة عند نفس الارتفاع بأنها منخفضة low pressure . إذا كان هناك مركز ضغط منخفض يمكن تحديده إلى حد ما على خريطة الطقس ، فإنه يشار إليه باسم الإعصار **cyclone** . المنطقة التي لديها ضغط مرتفع من المناطق المحيطة على نفس الارتفاع تسمى عالية **high pressure**. إذا كان من الممكن تحديد مركز الضغط المرتفع على خريطة الطقس ، فيتم الإشارة إليه على أنه مرتفع أو مضاد **anticyclone**



A high pressure and a low pressure center with wind directions (northern hemisphere). Circles are isobars with pressure in mb.



Atmospheric pressure



Pressure measuring instruments Aneroid Barometer:

A barometer which is cheap, robust and handy for home and travel is the aneroid. Essentially it consists of an air tight box from which the air has been partly evacuated. When the atmospheric pressure increases, the box will be slightly compressed and when the pressure decreases the box will expand and these motions are transferred through amplifying levers to a pointer which moves across a scale graduated in millibars or inches of mercury.

قياس الضغط مقياس Aneroid Barometer :

المقياس الذي يعتبر رخيصًا وقويًا ومفيدًا للمنزل والسفر هو **Aneroid Barometer اللاسئلى** . يتكون بشكل أساسي من صندوق محكم الهواء تم إخلاء الهواء منه جزئيًا. عندما يزداد الضغط الجوي ، سيتم ضغط الصندوق قليلاً وعندما ينخفض الضغط سوف يتمدد الصندوق ويتم نقل هذه الحركات من خلال رافعات تضخيم إلى مؤشر يتحرك عبر مقياس متدرج بالمليبار أو بوصة من الزئبق.

Clouds

Introduction

Clouds are visible aggregates of minute water droplets or ice crystals or a mixture of both in free air. The exact composition is influenced by the temperature. Clouds are in a state of constant evolution and exhibit a fascinating variety of shapes, sizes and forms.

Cloud formation

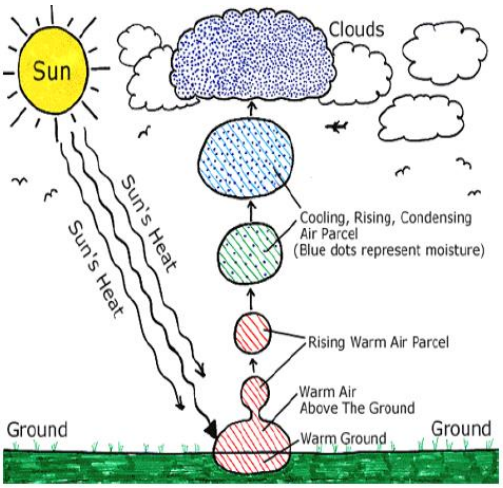
Clouds form when the moisture content in the air exceeds the capacity of the air to hold water vapour. Water vapour then condenses to form cloud droplets or ice crystals. The processes that cause clouds to form are therefore those processes that moisten the air or reduce its water vapour holding capacity of air increases rapidly with temperature (it doubles roughly for every 10˚C), processes that cool air are very effective in producing clouds. These cooling processes include ascent, which cools by expansion of air at decreasing pressure(about 10˚C of cooling per kilometer of ascent); radiative cooling by emission of infrared radiation(heat) and conduction which occurs when warm air lies over a warm, moist surface, moistening of the air by evaporation from the surface also produces a different types of cloud.

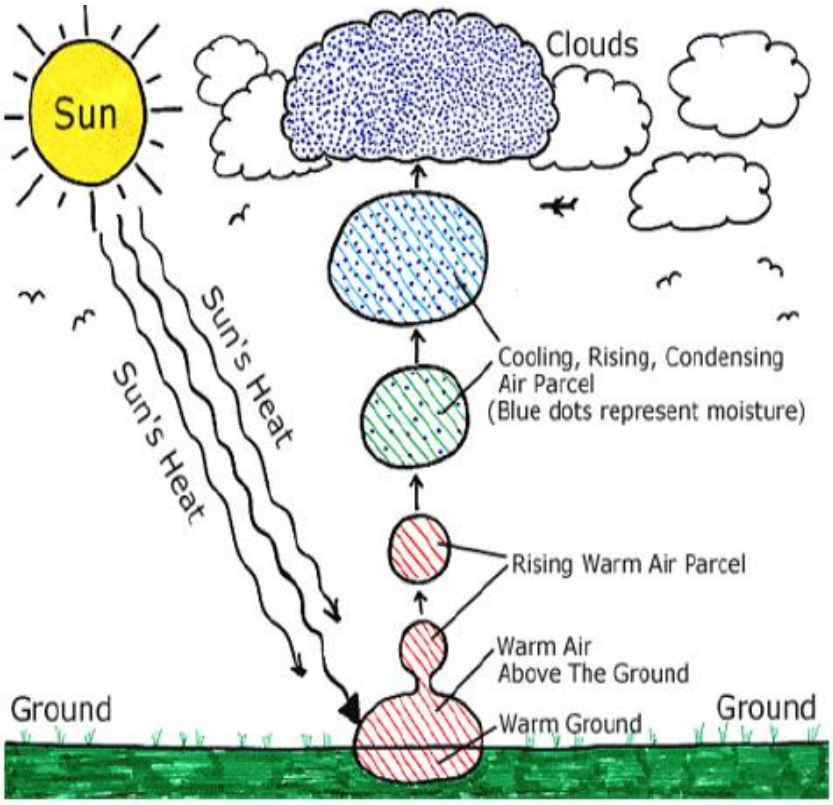
السحب **Clouds**

السحب عبارة عن تجمعات مرئية من قطرات الماء الدقيقة أو بلورات الجليد أو خليط من كليهما في الهواء الحر. التركيب الدقيق يتأثر بدرجة الحرارة. السحب في حالة تطور مستمر وتعرض مجموعة رائعة من الأشكال والأحجام

تشكيل السحب Cloud formation

تتكون السحب عندما يتجاوز محتوى الرطوبة في الهواء قدرة الهواء على الاحتفاظ ببخار الماء. ثم يتكثف بخار الماء ليشكل قطرات سحابة أو بلورات ثلجية. وبالتالي ، فإن العمليات التي تتسبب في تكوين السحب هي تلك العمليات التي تعمل على ترطيب الهواء أو تقليل قدرة احتواء بخار الماء في الهواء التي تزداد بسرعة مع زيادة درجة الحرارة (تتضاعف تقريبًا لكل 10 درجات مئوية) وهي عمليات تبرد الهواء فعالة جدًا في إنتاج السحب. تشمل عمليات التبريد هذه الصعود الذي يبرد عن طريق تمدد الهواء عند ضغط متناقص (حوالي 10 درجات مئوية من التبريد لكل كيلومتر من الصعود) التبريد الإشعاعي عن طريق انبعاث الأشعة تحت الحمراء (الحرارة) والتوصيل الذي يحدث عندما يقع الهواء الدافئ فوق سطح دافئ ورطب كما ينتج عن ترطيب الهواء عن طريق التبخر من السطح أنواعًا مختلفة من السحب.





Classification of clouds

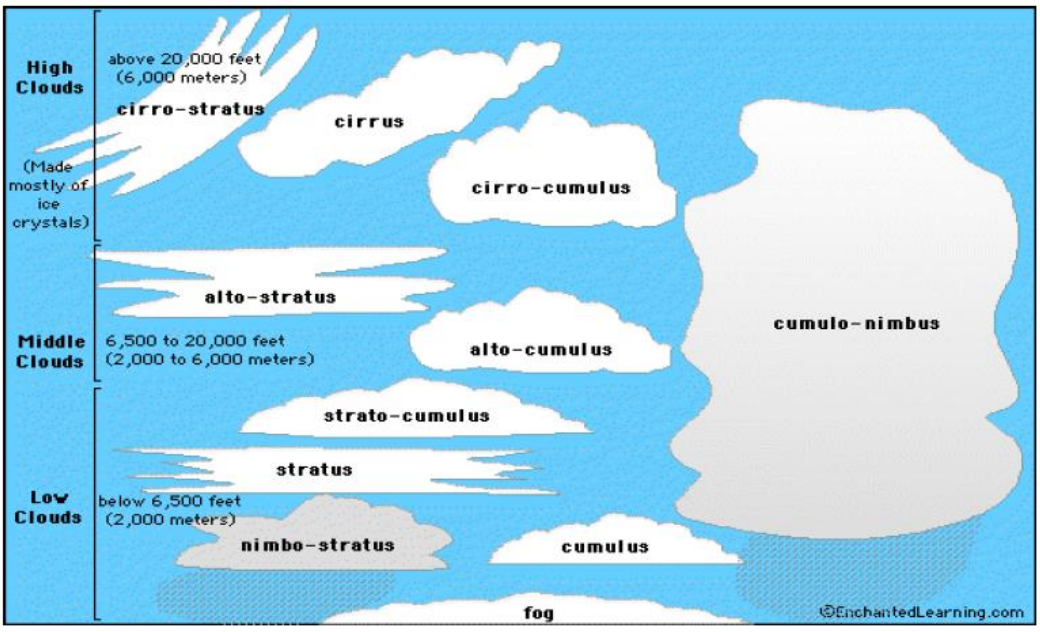
Clouds with rounded tops resembling heaped cotton or cauliflower are termed cumuliform while those forming as sheets in layers are referred to as strati form. Rain bearing clouds are categorized as nimbus. Clouds with fibrous appearance like silken tufts are called cribriform clouds. Clouds are classified combining their levels of formation and appearance as follows:

Classification of clouds تصنيف السحب

تسمى الغيوم ذات القمم المستديرة التي تشبه القطن أو القرنبيط المتكدسة الشكل الركامي بينما يشار إلى تلك التي تتشكل على شكل صفائح في طبقات على شكل طبقات. تصنف السحب الحاملة للمطر على أنهاnimbus . تسمى السحب ذات المظهر الليفي مثل الخصلات الحريرية بالسحب المصفوفة cribriform clouds . تصنف السحب بدمج مستويات تكوينها ومظهرها على النحو التالي:

Levels of formation	Cloud type
Low (ground to 2km)	Stratus (St), Stratocumulus (Sc)
Medium (Alto)(2 to 8km)	Altostratus(As), Altocumulus (Ac)
High (Cirro)(above 8km)	Cirrus(Ci), Cirrostratus(Cs), Cirrocumulus (Cc)
Clouds with vertical development (low level to 12 to 18km)	Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb)

Levels of formation	Cloud type
Low (ground to 2km)	Stratus (St), Stratocumulus (Sc)
Medium (Alto)(2 to 8km)	Altostratus(As), Altocumulus (Ac)
High (Cirro)(above 8km)	Cirrus(Ci), Cirrostratus(Cs), Cirrocumulus (Cc)
Clouds with vertical development (low level to 12 to 18km)	Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb)



The Wind

Introduction

Wind is air in motion. It is produced by the uneven heating of the earth's surface by the sun. Since the earth's surface is made of various land and water formations, it absorbs the sun's radiation unevenly.

Two factors are necessary to specify wind: **speed and direction**. The movement of wind is almost horizontal component. The vertical component is nearly always very small. The wind velocity is fully described by two quantities-its speed and its direction. The units of wind speed are the meter per second(m/s), mile per hour(mile/h) and the nautical mile per hour or knot(kn). Wind direction is the direction from which the wind blows. It is well known that the wind velocity, both speed and direction, at any given place is continuously changing. Therefore, the velocity of any parcel of air as it moves over the earth's surface would also be continuously changing. The surface wind velocity is normally measured at a standard height of 10metres (33feet) above the ground. Knowledge of winds at levels well above the ground is of the greatest importance to aircraft navigation; it is also important to the study of the development of depressions and anticyclones. Clearly, they cannot be measured by anemometers and wind vanes, except perhaps in the first 300 metres above the ground where the instruments then be mounted on a tower.

Pressure gradient force. The force caused by the pressure variation is the pressure gradient force.

Isotach A line connecting points of equal wind speed.

الرياح Wind

الرياح هي حركة الهواء. يتم إنتاجها عن طريق التسخين الغير المتساوى لسطح الأرض بواسطة الشمس. نظرًا لأن سطح الأرض يتكون من تكوينات مختلفة من الأرض والماء ، فإنه يمتص إشعاع الشمس بشكل غير متساو.

هناك عاملان ضروريان لتحديد الرياح: السرعة والاتجاه. حركة الرياح هي عنصر أفقي تقريبا حيث ان المكون الرأسي لها دائمًا ما يكون صغيرًا جدًا. يتم وصف سرعة الرياح بالكامل بكميتين - سرعتها واتجاهها. وحدات سرعة الرياح هي المتر في الثانية (م / ث) ، ميل في الساعة (ميل / ساعة) والميل البحري في الساعة أو عقدة (عقدة). اتجاه الرياح هو الاتجاه الذي تهب منه الرياح. من المعروف أن سرعة الرياح ، سواء السرعة أو الاتجاه ، في أي مكان ما تتغير باستمرار. لذلك ، فإن سرعة أي جزء من الهواء أثناء تحركه فوق سطح الأرض ستتغير باستمرار. تُقاس سرعة الرياح السطحية عادةً على ارتفاع قياسي يبلغ 10 أمتار (33 قدمًا) فوق سطح الأرض. تعتبر معرفة الرياح عند مستويات أعلى بكثير من سطح الأرض من الأهمية بمكان لملاحة الطائرات ؛ من المهم أيضًا دراسة تطور المنخفضات والأعاصير المضادة. من الواضح أنه لا يمكن قياسها بمقاييس شدة الريح ودوارات الرياح ، ربما باستثناء أول 300 متر فوق سطح الأرض حيث يتم بعد ذلك تركيب الأجهزة على برج.

قوة الانحدار الضغط Pressure gradient force

هى القوة الناتجة عن تغير الضغط هي قوة تدرج الضغط.

Isotach خط يربط بين نقاط متساوية في سرعة الرياح.

Vertical Motion and Atmospheric Stability

This lesson describes the vertical structure of the atmosphere, atmospheric stability and the corresponding vertical motion. Adiabatic diagrams are introduced to help explain atmospheric conditions affecting pollutant dispersion.

Principles Related to Vertical Motion

Parcel

Throughout this lesson we will be discussing a parcel of air. This theoretically infinitesimal parcel is a relatively well-defined body of air (a constant number of molecules) that acts as a whole. Self-contained, it does not readily mix with the surrounding air. The exchange of heat between the parcel and its surroundings is minimal, and the temperature within the parcel is generally uniform. The air inside a balloon is an analogy for an air parcel.

Buoyancy Factors

Atmospheric temperature and pressure influence the buoyancy of air parcels. Holding other conditions constant, the temperature of air (a fluid) increases as atmospheric pressure increases, and conversely decreases as pressure decreases. With respect to the atmosphere, where air pressure decreases with rising altitude, the normal temperature profile of the troposphere is one where temperature decreases with height. An air parcel that becomes warmer than the surrounding air (for example, by heat radiating from the earth's surface), begins to expand and cool. As long as the parcel's temperature is greater that the surrounding air, the parcel is less dense than the cooler surrounding air. Therefore, it rises, or is buoyant.

الحركة العمودية واستقرار الغلاف الجوي

يصف هذا الدرس الحركة الرأسية للغلاف الجوي واستقرار الغلاف الجوي والحركة العمودية المقابلة. تم تقديم الرسوم البيانية الثابتة للمساعدة في تفسير الظروف الجوية التي تؤثر على تشتت الملوثات.

المبادئ المتعلقة بالحركة العمودية

Parcel of air كومة من الهواء

خلال هذا الدرس سنناقش حركة كومة من الهواء parcel هذه الكومة متناهية فى الصغر نظريًا وهو جسم هواء محدد جيدًا نسبيًا (عدد ثابت من الجزيئات) يعمل ككل. قائمة بذاتها ، لا تختلط بسهولة مع الهواء المحيط. يكون تبادل الحرارة بين الكومه ومحيطها ضئيلاً جدا وتكون درجة الحرارة داخل الطرد موحدة بشكل عام. الهواء داخل البالون هو تشبيه لكومة من الهواء

عوامل الطفو Buoyancy Factors

تؤثر درجة حرارة الغلاف الجوي والضغط على طفو الكومة الهوائية parcel . مع تثبيت الظروف الأخرى تزداد درجة حرارة الهواء (السائل) مع زيادة الضغط الجوي وتنخفض على العكس مع انخفاض الضغط. فيما يتعلق بالغلاف الجوي ، حيث ينخفض ضغط الهواء مع الارتفاع فإن المظهر الجانبي الطبيعي لدرجة الحرارة في طبقة التروبوسفير هو الذي تنخفض فيه درجة الحرارة مع الارتفاع. تبدأ كومة الهواء الذي يصبح أكثر دفئًا من الهواء المحيط (على سبيل المثال ، عن طريق الحرارة المنبعثة من سطح الأرض) في التمدد والتبريد. طالما أن درجة حرارة الكومة الهوائيه أكبر من درجة حرارة الهواء المحيط ، فإن كثافتها تكون أقل كثافة من الهواء المحيط الأكثر برودة. لذلك ، فإنه يرتفع ، أو يطفو.

As the parcel rises, it expands thereby decreasing its pressure and, therefore, its temperature decreases as well. The initial cooling of an air parcel has the opposite effect. In short, warm air rises and cools, while cool air descends and warms. The extent to which an air parcel rises or falls depends on the relationship of its temperature to that of the surrounding air. As long as the parcel's temperature is greater, it will rise; as long as the parcel's temperature is cooler, it will descend. When the temperatures of the parcel and the surrounding air are the same, the parcel will neither rise nor descend unless influenced by wind flow.

The lapse rate

The lapse rate is defined as the rate at which air temperature changes with height. The actual lapse rate in the atmosphere is approximately −6 to −7o C per km (in the troposphere) but it varies widely depending on location and time of day. We define a temperature decrease with height as a negative lapse rate and a temperature increase with height as a positive lapse rate. How the atmosphere behaves when air is displaced vertically is a function of atmospheric stability. A stable atmosphere resists vertical motion; air that is displaced vertically in a stable atmosphere tends to return to its original position. This atmospheric characteristic determines the ability of the atmosphere to disperse pollutants emitted into it. To understand atmospheric stability and the role it plays in pollution dispersion, it is important to understand the mechanics of the atmosphere as they relate to vertical atmospheric motion.

عندما ترتفع كومة الهواء parcel ، يتمدد وبالتالي ينخفض ضغطه ، وبالتالي تنخفض درجة حرارته أيضًا. التبريد الأولي لكومة الهواء له تأثير معاكس. باختصار ، يرتفع الهواء الدافئ ويبرد ، بينما ينزل الهواء البارد ويسخن. يعتمد مدى ارتفاع أو انخفاض كومة الهواء على علاقة درجة حرارته بدرجة حرارة الهواء المحيط. طالما أن درجة حرارةالكومة أكبر ، فسوف ترتفع ؛ طالما أن درجة حرارة الكومة أبرد فسوف ينزل. عندما تكون درجة حرارة الكومة والهواء المحيط متماثلتين فلن يرتفع الكومة أو ينزل إلا إذا تأثر بتدفق الرياح.

The lapse rate

يتم تعريف معدل الزوال على أنه المعدل الذي تتغير به درجة حرارة الهواء مع الارتفاع. يتراوح قيمة lapse rate الفعلي في الغلاف الجوي تقريبًا من -6 إلى -7 درجات مئوية لكل كيلومتر (في طبقة التروبوسفير) ولكنه يختلف بشكل كبير اعتمادًا على الموقع والوقت من اليوم. نحدد انخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع lapse rate سلبي وزيادة درجة الحرارة مع الارتفاع كمعدل موجب. إن الطريقة التي يتصرف بها الغلاف الجوي عند إزاحة الهواء عموديًا هي دالة لاستقرار الغلاف الجوي. الغلاف الجوي المستقر يقاوم الحركة العمودية ؛ يميل الهواء الذي يتم إزاحته عموديًا في جو مستقر إلى العودة إلى موضعه الأصلي. تحدد هذه الخاصية الجوية قدرة الغلاف الجوي على تشتيت dispersion الملوثات المنبعثة منه. لفهم استقرار الغلاف الجوي والدور الذي يلعبه في تشتت التلوث ، من المهم فهم آليات الغلاف الجوي من حيث صلتها بالحركة الجوية العمودية.

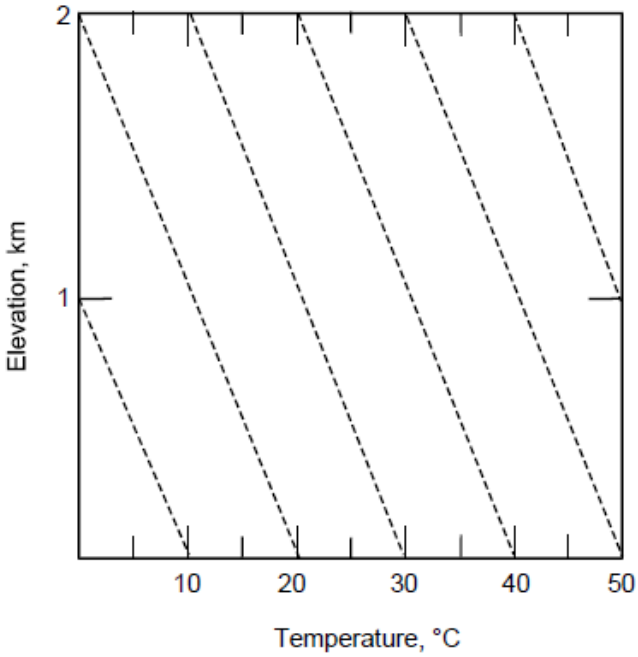
Dry Adiabatic

For the most part, a parcel of air does not exchange heat across its boundaries. Therefore, an air parcel that is warmer than the surrounding air does not transfer heat to the atmosphere. Any temperature changes that occur within the parcel are caused by increases or decreases of molecular activity within the parcel. Such changes, occur adiabatically, and are due only to the change in atmospheric pressure as a parcel moves vertically. An adiabatic process is one in which there is no transfer of heat or mass across the boundaries of the air parcel. In an adiabatic process, compression results in heating and expansion results in cooling. A dry air parcel rising in the atmosphere cools at the dry adiabatic rate of 9.8°C/1000m and has a lapse rate of −9.8°C/1000m. Likewise, a dry air parcel sinking in the atmosphere heats up at the dry adiabatic rate of 9.8°C/1000m and has a lapse rate of 9.8°C/1000m. Air is considered dry, in this context, as long as any water in it remains in a gaseous state. The dry adiabatic lapse rate is a fixed rate, entirely independent of ambient air temperature. A parcel of dry air moving upward in the atmosphere, then, will always cool at the rate of 9.8°C/1000 m, regardless of its initial temperature or the temperature of the surrounding air. You will see later that the dry adiabatic lapse rate is central to the definition of atmospheric stability. A simple adiabatic diagram demonstrates the relationship between elevation and temperature. The dry adiabatic lapse rate is indicated by a broken line, as shown in Figure 4-1, beginning at various temperatures along the horizontal axis. Remember that the slope of the line remains constant, regardless of its initial temperature on the diagram.

Dry Adiabatic

عموما فى الجزء الأكبر لا يتبادل جزء من الهواء الحرارة عبر حدوده. لذلك فإن كومة الهواء الأكثر دفئًا من الهواء المحيط لا تنقل الحرارة إلى الغلاف الجوي. أي ان التغيرات في درجة الحرارة تحدث داخل الكومة نتيجة عن زيادة أو نقصان النشاط الجزيئي داخلها. تحدث هذه التغييرات بشكل ثابت **adiabatically** ، وهي ناتجة فقط عن التغيير في الضغط الجوي عندما تتحرك الكومة عموديًا. العملية الحافظة للحرارة **adiabatically** هي العملية التي لا يوجد فيها انتقال للحرارة عبر حدود كومة الهواء.

في عملية ثابتة للحرارة ينتج عن الضغط تسخين وتمدد ينتج عنه تبريد كومة الهواء الجاف و ترتفع في الغلاف الجوي بمعدل ثابت الحرارة الجاف 9.8 درجة مئوية / 1000 متر ومعدل يصل إلى -9.8 درجة مئوية / 1000 متر. وبالمثل ، فإن كومة الهواء الجاف الغارق في الغلاف الجوي يسخن بمعدل ثابت للحرارة يبلغ 9.8 درجة مئوية / 1000 متر ومعدل زوال يبلغ 9.8 درجة مئوية / 1000 متر. في هذا السياق ، يعتبر الهواء جافًا طالما بقي الماء فيه في حالة غازية. معدل زوال ثابت الحرارة الجاف هو معدل ثابت ، مستقل تمامًا عن درجة حرارة الهواء المحيط. إذن ، طرد الهواء الجاف الذي يتحرك صعودًا في الغلاف الجوي ، يبرد دائمًا بمعدل 9.8 درجة مئوية / 1000 م ، بغض النظر عن درجة حرارته الأولية أو درجة حرارة الهواء المحيط. سترى لاحقًا أن معدل زوال ثابت الحرارة الجاف أساسي لتعريف استقرار الغلاف الجوي. يوضح رسم تخطيطي ثابت العلاقة بين الارتفاع ودرجة الحرارة. يُشار إلى معدل الزوال الحراري الجاف بخط متقطع ، كما هو موضح في الشكل بدءًا من درجات حرارة مختلفة على طول المحور الأفقي. تذكر أن ميل الخط يظل ثابتًا ، بغض النظر عن درجة حرارته الابتدائية على الرسم التخطيطي.



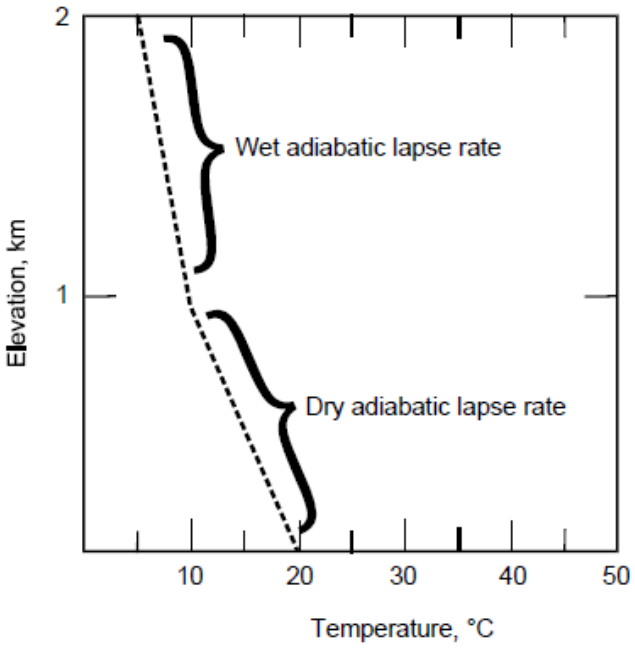
Dry adiabatic lapse rate

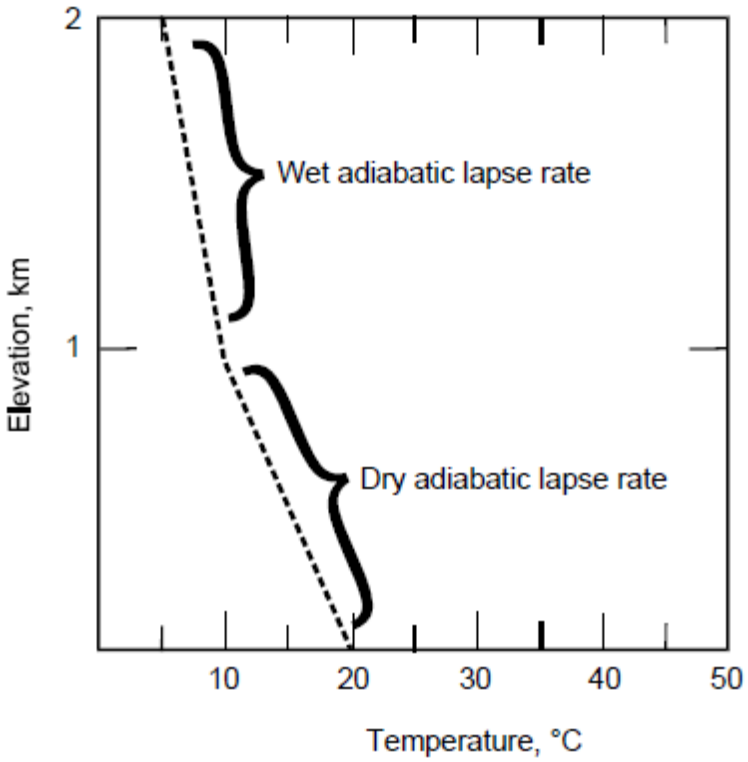
Wet Adiabatic

A rising parcel of dry air containing water vapor will continue to cool at the dry adiabatic lapse rate until it reaches its condensation temperature, or dew point. At this point the pressure of the water vapor equals the saturation vapor pressure of the air, and some of the water vapor begins to condense. Condensation releases latent heat in the parcel, and thus the cooling rate of the parcel slows. This new rate, called the **wet adiabatic lapse rate**, is shown in Figure. Unlike the dry adiabatic lapse rate, the wet adiabatic lapse rate is not constant but depends on temperature and pressure. In the middle troposphere, however, it is assumed to be approximately −6 to -7^{o}C/1000 m.

Wet Adiabatic

سيستمر كومة الهواءالجاف ا المحتوي على بخار الماء في البرودة بمعدل ثابت للحرارة حتى يصل إلى درجة حرارة التكثيف أو نقطة الندى. عند هذه النقطة ، فإن ضغط بخار الماء يساوي ضغط تشبع الهواء ، ويبدأ بعض بخار الماء في التكاثف. يطلق التكثف حرارة كامنة في الكومة الحرارية ، وبالتالي يتباطأ معدل تبريدها. يظهر هذا المعدل الجديد ، المسمى معدل زوال ثابت الحرارة الرطب ، في الشكل. على عكس معدل زوال ثابت الحرارة الجاف ، فإن معدل زوال ثابت الحرارة الرطب ليس ثابتًا ولكنه يعتمد على درجة الحرارة والضغط. ومع ذلك ، في الطبقة الوسطى من التروبوسفير ، يُفترض أن تكون تقريبًا من -6 إلى -7 درجة مئوية / 1000 م.





Wet adiabatic lapse rate

Environmental

As mentioned previously, the actual temperature profile of the ambient air shows the **environmental lapse rate**. Sometimes called the **prevailing** or **atmospheric lapse rate**, it is the result of complex interactions of meteorological factors, and is usually considered to be a decrease in temperature with height. It is particularly important to vertical motion since surrounding air temperature determines the extent to which a parcel of air rises or falls. As Figure shows, the temperature profile can vary considerably with altitude, sometimes changing at a rate greater than the dry adiabatic lapse rate and sometimes changing less. The condition when temperature actually increases with altitude is referred to as a **temperature inversion**. In Figure, the temperature inversion occurs at elevations of from 200 to 350 m. This situation is particularly important in air pollution, because it limits vertical air motion.

بيئي **Environmental**

كما ذكرنا سابقًا معدل الزوال البيئى لدرجة الحرارة الفعلية للهواء المحيط معدل الزوال البيئي. يُطلق عليه أحيانًا معدل الزوال السائد **prevailing** or **atmospheric lapse rat** أو معدل الزوال الجوي وهو نتيجة التفاعلات المعقدة لعوامل الأرصاد الجوية ، وعادةً ما يُعتبر انخفاض في درجة الحرارة مع الارتفاع. إنها مهمة بشكل خاص للحركة الرأسية لأن درجة حرارة الهواء المحيط تحدد مدى ارتفاع أو انخفاض كومة من الهواء. كما يوضح بالشكل يمكن أن يختلف تعريف درجة الحرارة اختلافًا كبيرًا مع الارتفاع وأحيانًا يتغير بمعدل أكبر من معدل الزوال ثابت الحرارة الجاف وأحيانًا يتغير بدرجة أقل. يشار إلى الحالة التي ترتفع فيها درجة الحرارة فعليًا مع الارتفاع باسم انعكاس درجة الحرارة. في الشكل ، يحدث انعكاس درجة الحرارة على ارتفاعات تتراوح من 200 إلى 350 مترًا. هذا الموقف مهم بشكل خاص في تلوث الهواء ، لأنه يحد من حركة الهواء الرأسية.

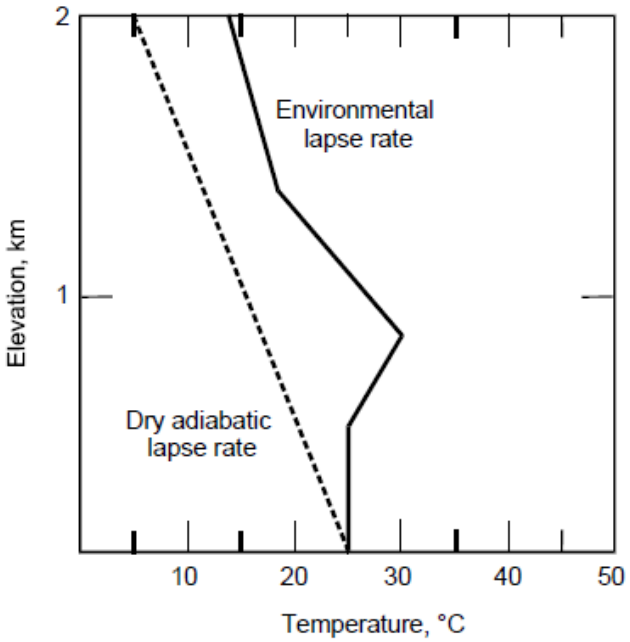


Fig. ( ) Environmental lapse rate

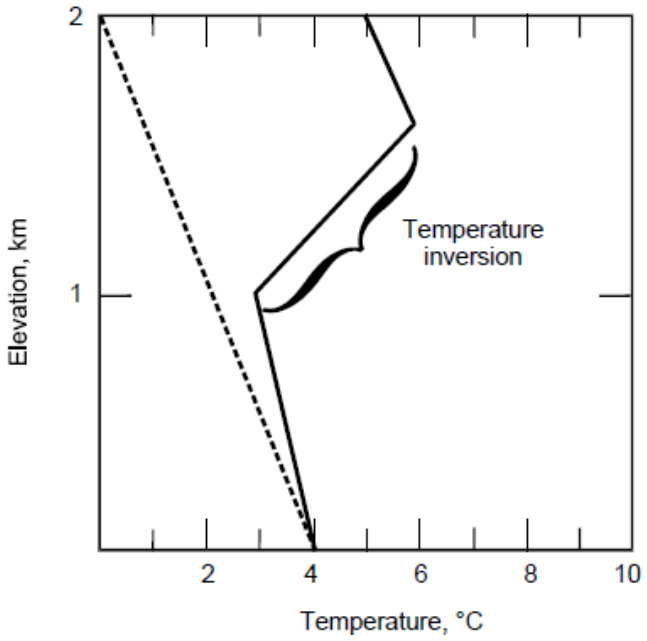


Fig ( ) Temperature inversion

Atmospheric Stability

The degree of stability of the atmosphere is determined by the temperature difference between an air parcel and the air surrounding it. This difference can cause the parcel to move vertically (i.e., it may rise or fall). This movement is characterized by four basic conditions that describe the general stability of the atmosphere. In **stable** conditions, this vertical movement is discouraged, whereas in **unstable** conditions the air parcel tends to move upward or downward and to continue that movement. When conditions neither encourage nor discourage air movement beyond the rate of adiabatic heating or cooling, they are considered **neutral**. When conditions are extremely stable, cooler air near the surface is trapped by a layer of warmer air above it. This condition, called an **inversion**, allows virtually no vertical air motion. These conditions are directly related to pollutant concentrations in the ambient air.

Unstable Conditions

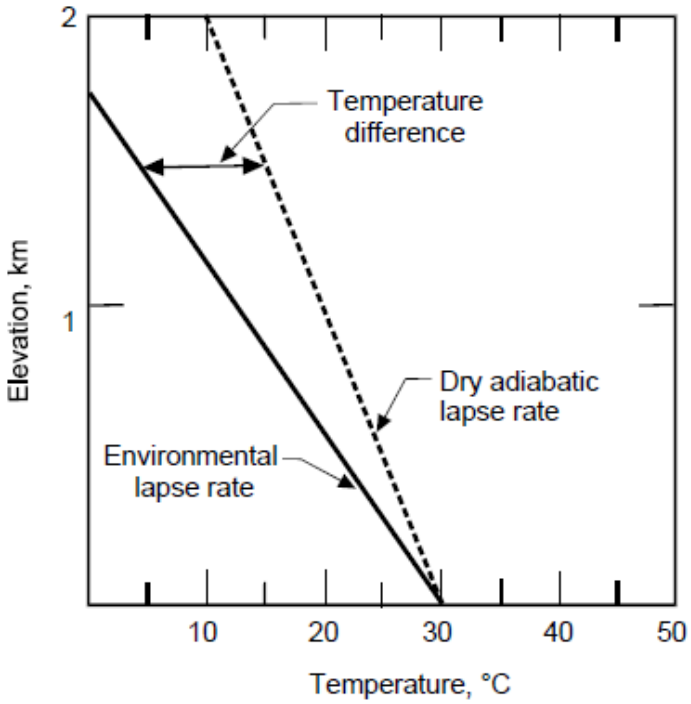
Remember that an air parcel that begins to rise will cool at the dry adiabatic lapse rate until it reaches the dew point at which point it will cool at the wet adiabatic lapse rate. This assumes that the surrounding atmosphere has a lapse rate greater than the adiabatic lapse rate (cooling at more than 9.8^{o}C/1000 m), so that the rising parcel will continue to be warmer than the surrounding air. This is a **super adiabatic lapse** rate. As Figure shows, the temperature difference between the actual environmental lapse rate and the dry adiabatic lapse rate actually increases with height, and buoyancy is enhanced.

أستقرار الغلاف الجوي ***Atmospheric Stability***

يتم تحديد درجة استقرار الغلاف الجوي من خلال اختلاف درجة الحرارة بين كومة الهواء والهواء المحيط به. يمكن أن يتسبب هذا الاختلاف في تحريك الكومة عموديًا (على سبيل المثال قد يرتفع أو ينخفض). تتميز هذه الحركة بأربعة شروط أساسية تصف الاستقرار العام للجو. في الظروف المستقرة **stable** يتم تثبيط هذه الحركة الرأسية ، بينما في الظروف غير المستقرة **unstable** تميل كومة الهواء إلى التحرك لأعلى أو لأسفل ومواصلة تلك الحركة. عندما لا تشجع الظروف أو تثبط حركة الهواء بما يتجاوز معدل التسخين أو التبريد الثابت للحرارة ، فإنها تعتبر محايدة. neutral عندما تكون الظروف مستقرة للغاية ، فإن الهواء الأكثر برودة بالقرب من السطح محاصر بطبقة من الهواء الدافئ فوقه. هذه الحالة ، التي تسمى الانعكاس Inversion، لا تسمح فعليًا بحركة هواء عمودية. ترتبط هذه الظروف ارتباطًا مباشرًا بتركيزات الملوثات في الهواء المحيط.

ظروف غير مستقرة ***Unstable Conditions***

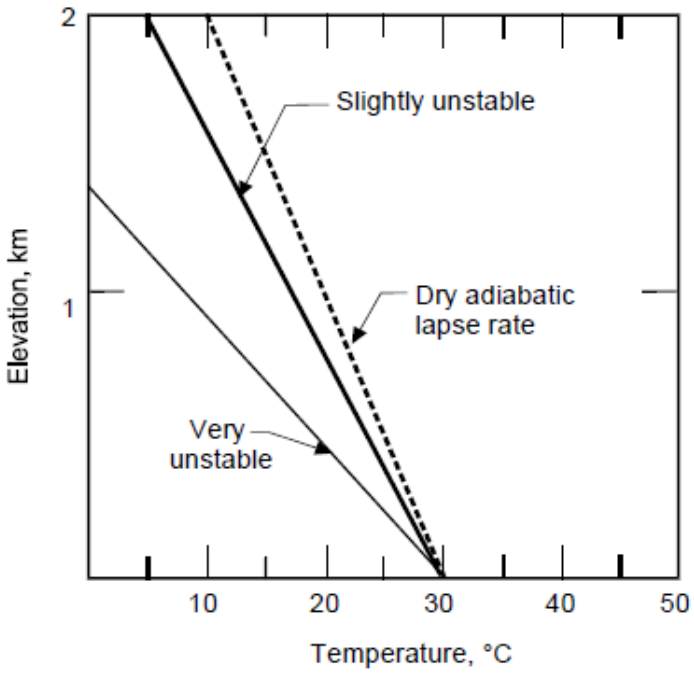
تذكر أن كومة الهواء الذي يبدأ في الارتفاع سوف يبرد عند معدل حرارى جاف **dry adiabatic lapse** حتى يصل إلى نقطة الندى وعندها تبرد بمعدل wet rate adiabatic بمعدل ثابت الحرارة الرطب. يفترض هذا أن الغلاف الجوي المحيط به معدل زوال أكبر من معدل زوال ثابت الحرارة (التبريد عند أكثر من 9.8 درجة مئوية / 1000 م) ، بحيث يستمر الكومة الصاعد في الارتفاع أكثر دفئًا من الهواء المحيط. هذا هو معدل زوال ثابت الحرارة **super adiabatic lapse**. كما يوضح الشكل فإن الفرق في درجة الحرارة بين معدل الزوال البيئي الفعلي actual environment lapse rate ومعدل الزوال الحراري الجاف **dry adiabatic lapse rate** يزداد بالفعل مع الارتفاع ، ويتم تعزيز الطفو.



As the air rises, cooler air moves underneath. It, in turn, may be heated by the earth's surface and begin to rise. Under such conditions, vertical motion in both directions is enhanced, and considerable vertical mixing occurs. The degree of instability depends on the degree of difference between the environmental and dry adiabatic lapse rates. Figure shows both slightly unstable and very unstable conditions.

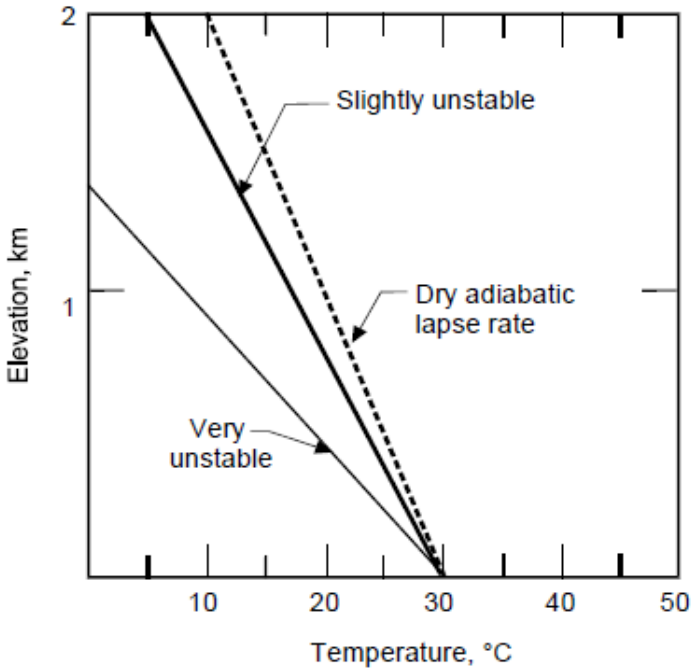
عندما يرتفع الهواء ، يتحرك الهواء البارد تحته. قد يتم تسخينه بدوره بواسطة سطح الأرض ويبدأ في الارتفاع. في ظل هذه الظروف ، يتم تحسين الحركة الرأسية في كلا الاتجاهين ، ويحدث خلط رأسي كبير. تعتمد درجة عدم الاستقرار على درجة الاختلاف بين معدلات الزوال البيئي الجاف ومعدلات زوال ثابت الحرارة

Environmental and dry adiabatic lapse rates. يوضح الشكل كلاً من الظروف غير المستقرة قليلاً وغير المستقرة للغاية



Unstable condition

تطور الظروف غير المستقرة بشكل شائع في الأيام المشمسة مع سرعة الرياح المنخفضة حيث يوجد تشمس قوي. تمتص الأرض الحرارة بسرعة وتنقل بعضها إلى طبقة الهواء السطحية. قد تكون هناك كتلة هوائية واحدة طافية إذا كانت الخصائص الحرارية للسطح موحدة ، أو قد يكون هناك العديد من الكومات إذا اختلفت الخصائص الحرارية. يسخن الهواء ويصبح أقل كثافة من الهواء المحيط ويرتفع. هناك حالة أخرى قد تؤدي إلى عدم الاستقرار وهي الإعصار (نظام الضغط المنخفض) ، والذي يتميز بارتفاع الهواء والغيوم والتساقط.

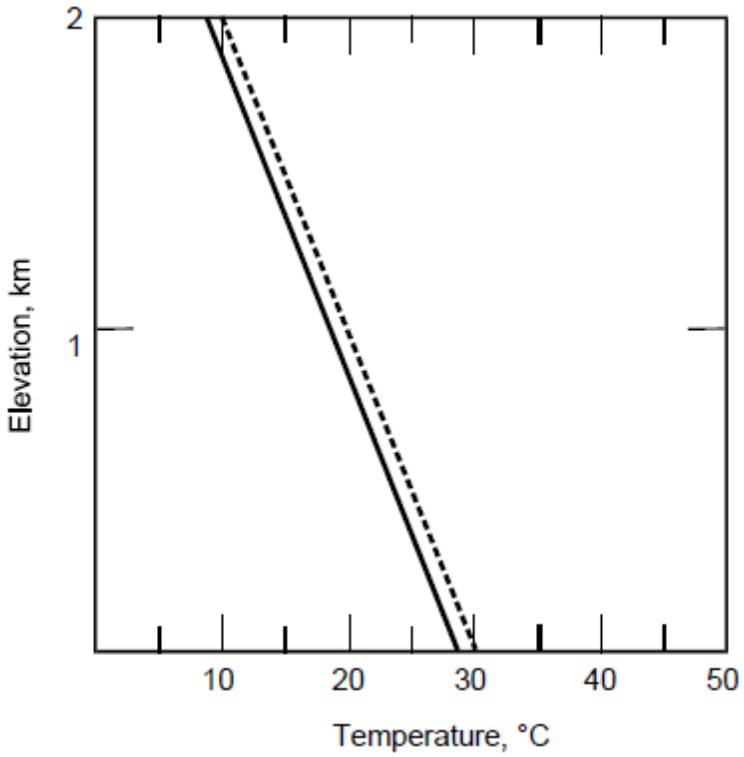


Unstable conditions

Unstable conditions most commonly develop on sunny days with low wind speeds where strong insolation is present. The earth rapidly absorbs heat and transfers some of it to the surface air layer. There may be one buoyant air mass if the thermal properties of the surface are uniform, or there may be numerous parcels if the thermal properties vary. The air warms, becomes less dense than the surrounding air and rises. Another condition that may lead to instability is the cyclone (low pressure system), which is characterized by rising air, clouds, and precipitation.

Neutral Conditions

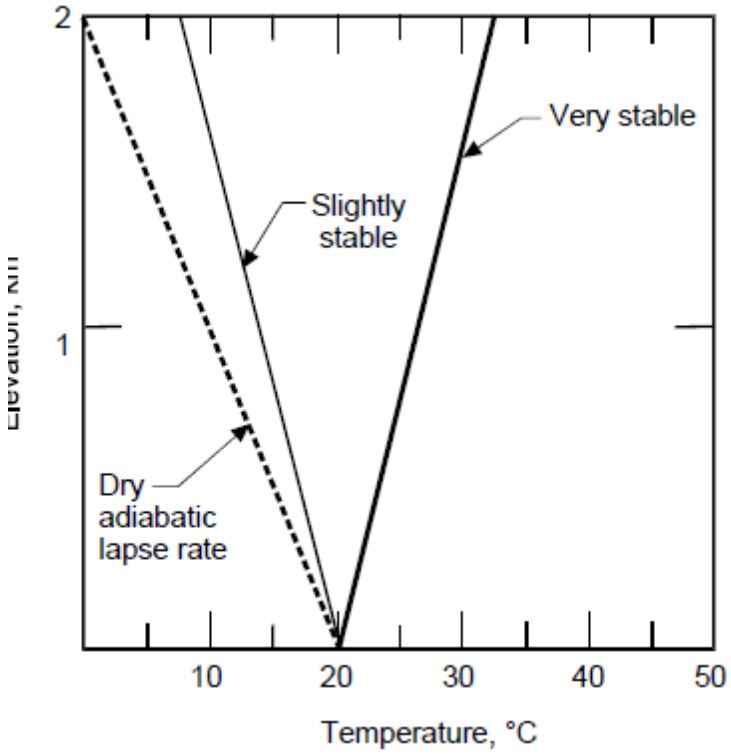
When the environmental lapse rate is the same as the dry adiabatic lapse rate, the atmosphere is in a state of neutral stability Vertical air movement is neither encouraged nor hindered. The neutral condition is important as the dividing line between stable and unstable conditions. Neutral stability occurs on windy days or when there is cloud cover such that strong heating or cooling of the earth's surface



Neutral Stability

Stable Conditions

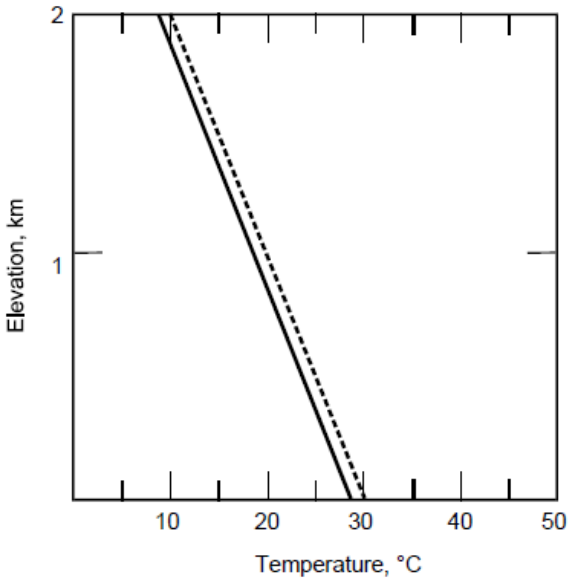
When the environmental lapse rate is less than the adiabatic lapse rate (cools at less than 9.8°C/1000 m), the air is stable and resists vertical motion. This is a **subadiabatic lapse** rate. Air that is lifted vertically will remain cooler, and therefore denser than the surrounding air. Once the lifting force is removed, the air that has been lifted will return to its original position (Figure). Stable conditions occur at night when there is little or no wind.



Stable conditions

ظروف المحايدة Neutral Stability

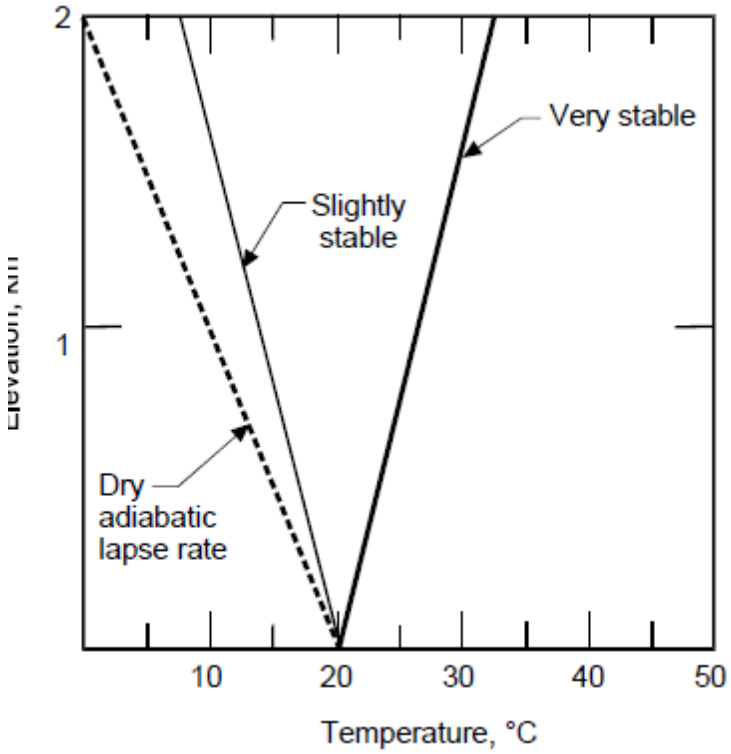
عندما يكون معدل الزوال البيئي **environmental lapse rate** هو نفسه معدل زوال ثابت الحرارة الجاف **dry adiabatic lapse rate** ، فإن الجو في حالة من الاستقرار المحايد لا يتم تشجيع حركة الهواء الرأسية أو إعاقتها. الحالة المحايدة مهمة كخط فاصل بين الظروف المستقرة وغير المستقرة. يحدث الاستقرار المحايد في الأيام العاصفة **windy day** أو عندما يكون هناك غطاء سحابي مثل تسخين أو تبريد قوي لسطح الأرض



Neutral Stability

ظروف مستقرةStable conditions

عندما يكون معدل الزوال البيئي **environmental lapse rate** أقل من معدل زوال ثابت الحرارة **the adiabatic lapse rate** (يبرد عند أقل من 9.8 درجة مئوية / 1000 م) ، يكون الهواء مستقرًا ويقاوم الحركة الرأسية. هذا هو معدل **subadiabatic lapse** rate . الهواء الذي يتم رفعه عموديًا يظل أكثر برودة ، وبالتالي يكون أكثر كثافة من الهواء المحيط. بمجرد إزالة قوة الرفع ، سيعود الهواء الذي تم رفعه إلى موضعه الأصلي (الشكل). تحدث الظروف المستقرة في الليل عندما تكون الرياح قليلة أو معدومة.



Solar Radiation

Solar radiation, often called the solar resource or just sunlight, is a general term for the electromagnetic radiation emitted by the sun. Solar radiation can be captured and turned into useful forms of energy, such as heat and electricity, using a variety of technologies. However, the technical feasibility and economical operation of these technologies at a specific location depends on the available solar resource.

Radiation and Energy

Radiation: The transfer of energy via electromagnetic waves that travel at the speed of light. The velocity of light in a vacuum is approximately 3×10^8 m/s. The time it takes light from the sun to reach the Earth is 8 minutes and 20 seconds. Heat transfer by Electromagnetic radiation can travel through empty space. Any body above the temperature of absolute zero (-273.15o C) radiate energy to their surrounding environment. The many different types of radiation is defined by its wavelength. The electromagnetic radiation can vary widely.

Sun Radiation Spectrum

Visible light has a wavelength of between 0.40 to 0.71 micrometers (μm). The sun emits only a portion (44 %) of its radiation in this range. Solar radiation spans a spectrum from approximately 0.1 to 4.0 micrometers. About 7 % of the sun's emission is in 0.1 to 0.4 micrometers wavelength band (UV). About 48 % of the sun's radiation falls in the region between 0.71 to 4.0 micrometers (near infrared : 0.71 to 1.5 micrometers; far infrared: 1.5 to 4.0 micrometers).

Solar radiation incident outside the earth's atmosphere is called **extraterrestrial radiation.** On average the extraterrestrial irradiance is 1367 W/m^2. This value varies by ±3% as the earth orbits the sun.

الإشعاع الشمسي Solar Radiation

الإشعاع الشمسي الذي يُطلق عليه غالبًا اسم المورد الشمسي أو مجرد ضوء الشمس هو مصطلح عام للإشعاع الكهرومغناطيسي المنبعث من الشمس. يمكن التقاط الإشعاع الشمسي وتحويله إلى أشكال مفيدة من الطاقة مثل الحرارة والكهرباء باستخدام مجموعة متنوعة من التقنيات. ومع ذلك ، فإن الجدوى الفنية والتشغيل الاقتصادي لهذه التقنيات في موقع معين تعتمد على الموارد الشمسية المتاحة.

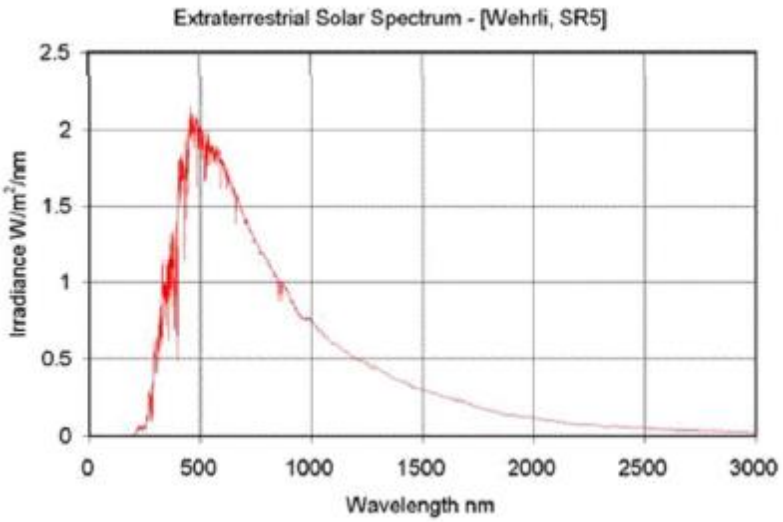
الإشعاع والطاقة Radiation and Energy

الإشعاع هو انتقال الطاقة عبر الموجات الكهرومغناطيسية التي تنتقل بسرعة الضوء. تبلغ سرعة الضوء في الفراغ تقريبًا 3 × 10^8 م / ث. الوقت الذي يستغرقه ضوء الشمس للوصول إلى الأرض هو 8 دقائق و 20 ثانية. يمكن أن ينتقل انتقال الحرارة عن طريق الإشعاع الكهرومغناطيسي عبر الفضاء الفارغ. أي جسم فوق درجة حرارة الصفر المطلق (-273.15 درجة مئوية) يشع الطاقة إلى البيئة المحيطة به. يتم تحديد العديد من أنواع الإشعاع المختلفة من خلال الطول الموجي. يمكن أن يختلف الإشعاع الكهرومغناطيسي على نطاق واسع.

طيف إشعاع الشمس Sun Radiation Spectrum

يتراوح الطول الضوء المرئي بين 0.40 و 0.71 ميكرومتر (ميكرومتر). تصدر الشمس جزءًا فقط (44٪) من إشعاعها في هذا النطاق. يمتد الإشعاع الشمسي على طيف من حوالي 0.1 إلى 4.0 ميكرومتر. حوالي 7٪ من انبعاث الشمس في نطاق 0.1 إلى 0.4 ميكرومتر من الأطوال الموجية (UV) يقع حوالي 48 ٪ من إشعاع الشمس في المنطقة بين 0.71 إلى 4.0 ميكرومتر (بالقرب من الأشعة تحت الحمراء: 0.71 إلى 1.5 ميكرومتر ؛ الأشعة تحت الحمراء البعيدة: 1.5 إلى 4.0 ميكرومتر

يسمى الإشعاع الشمسي الساقط خارج الغلاف الجوي للأرض بالإشعاع **extraterrestrial radiation**. في المتوسط يبلغ الإشعاع خارج الأرض 1367 W/m^2. تختلف هذه القيمة بنسبة ± 3٪ حيث تدور الأرض حول الشمس.



BASIC PRINCIPLES

Every location on Earth receives sunlight at least part of the year. The amount of solar radiation that reaches any one spot on the Earth's surface varies according to:

- Geographic location
- Time of day
- Season
- Local landscape
- Local weather.

Because the Earth is round, the sun strikes the surface at different angles, ranging from 0° (just above the horizon) to 90° (directly overhead). When the sun's rays are vertical, the Earth's surface gets all the energy possible. The more slanted the sun's rays are, the longer they travel through the atmosphere, becoming more scattered and diffuse. Because the Earth is round, the frigid Polar Regions never get a high sun, and because of the tilted axis of rotation, these areas receive no sun at all during part of the year.

المبادئ الأساسية **BASIC PRINCIPLES**

يتلقى كل موقع على الأرض ضوء الشمس على الأقل لجزء من السنة تختلف كمية الإشعاع الشمسي التي تصل إلى أي بقعة على سطح الأرض وفقًا لما يلي:

- الموقع الجغرافي
- وقت اليوم
- الموسم
- المناظر الطبيعية المحلية
- الطقس المحلي.

نظرًا لأن الأرض مستديرة ، فإن الشمس تضرب السطح بزوايا مختلفة تتراوح من 0 درجة (فوق الأفق بقليل) إلى 90 درجة (فوق الرأس مباشرة). عندما تكون أشعة الشمس عمودية ، يحصل سطح الأرض على كل الطاقة الممكنة و كلما كانت أشعة الشمس مائلة كلما زادت مدة انتقالها عبر الغلاف الجوي ، وتصبح أكثر تشتتًا وانتشارًا. نظرًا لأن الأرض مستديرة ، فإن المناطق القطبية المتجمدة لا تتعرض أبدًا لشمس عالية ، وبسبب محور الدوران المائل لا تتلقى هذه المناطق أي شمس على الإطلاق خلال جزء من السنة.

The Earth revolves around the sun in an elliptical orbit and is closer to the sun during part of the year. When the sun is nearer the Earth, the Earth's surface receives a little more solar energy. The Earth is nearer the sun when it is summer in the southern hemisphere and winter in the northern hemisphere. However, the presence of vast oceans moderates the hotter summers and colder winters one would expect to see in the southern hemisphere as a result of this difference.

The 23.5° tilt in the Earth's axis of rotation is a more significant factor in determining the amount of sunlight striking the Earth at a particular location. Tilting results in longer days in the northern hemisphere from the spring (vernal) equinox to the fall (autumnal) equinox and longer days in the southern hemisphere during the other 6 months. Days and nights are both exactly 12 hours long on the equinoxes, which occur each year on or around March 23 and September 22.

Countries such as the United States, which lie in the middle latitudes, receive more solar energy in the summer not only because days are longer, but also because the sun is nearly overhead. The sun's rays are far more slanted during the shorter days of the winter months. Cities such as Denver, Colorado, (near 40° latitude) receive nearly three times more solar energy in June than they do in December.

The rotation of the Earth is also responsible for hourly variations in sunlight. In the early morning and late afternoon, the sun is low in the sky. Its rays travel further through the atmosphere than at noon, when the sun is at its highest point. On a clear day, the greatest amount of solar energy reaches a solar collector around solar noon.

تدور الأرض حول الشمس في مدار بيضاوي الشكل وتكون أقرب إلى الشمس خلال جزء من السنة. عندما تكون الشمس قريبة من الأرض ، يتلقى سطح الأرض المزيد من الطاقة الشمسية. تكون الأرض أقرب إلى الشمس عندما يكون الصيف في نصف الكرة الجنوبي والشتاء في نصف الكرة الشمالي. ومع ذلك فإن وجود المحيطات الشاسعة يؤدي إلى اعتدال فصول الصيف الأكثر حرارة والشتاء الأكثر برودة الذي يتوقع المرء رؤيته في نصف الكرة الجنوبي نتيجة لهذا الاختلاف.

يعد الميل 23.5 درجة في محور دوران الأرض عاملاً أكثر أهمية في تحديد مقدار ضوء الشمس الذي يضرب الأرض في موقع معين. ينتج عن الإمالة أيام أطول في نصف الكرة الشمالي من الاعتدال الربيعي (الربيعي) إلى الاعتدال الخريفي (الخريفي) وأيام أطول في نصف الكرة الجنوبي خلال الأشهر الستة الأخرى. يبلغ طول النهار والليالي 12 ساعة بالضبط في الاعتدالات ، والتي تحدث كل عام في 23 مارس و 22 سبتمبر أو ما يقرب من ذلك.

بلدان مثل الولايات المتحدة ، التي تقع في خطوط العرض الوسطى تتلقى المزيد من الطاقة الشمسية في الصيف ليس فقط لأن الأيام أطول ولكن أيضًا لأن الشمس تقترب من السماء. تكون أشعة الشمس أكثر ميلًا خلال الأيام القصيرة من أشهر الشتاء. تتلقى مدن مثل دنفر ، كولورادو (بالقرب من خط عرض 40 درجة) ما يقرب من ثلاثة أضعاف الطاقة الشمسية في يونيو مما كانت عليه في ديسمبر.

دوران الأرض مسؤول أيضًا عن التغيرات في ضوء الشمس كل ساعة. في الصباح الباكر وفي وقت متأخر بعد الظهر ، تكون الشمس منخفضة في السماء. تنتقل أشعتها عبر الغلاف الجوي أكثر مما تنتقل وقت الظهيرة عندما تكون الشمس في أعلى نقطة لها. في يوم صافٍ ، تصل أكبر كمية من الطاقة الشمسية إلى في وقت الظهيرة

DIFFUSE AND DIRECT SOLAR RADIATION

As sunlight passes through the atmosphere, some of it is absorbed, scattered, and reflected by:

- Air molecules
- Water vapor
- Clouds
- Dust
- Pollutants
- Forest fires
- Volcanoes.

This is called **diffuse solar radiation**. The solar radiation that reaches the Earth's surface without being diffused is called **direct beam** solar radiation. The sum of the diffuse and direct solar radiation is called **global solar radiation**. Atmospheric conditions can reduce direct beam radiation by 10% on clear, dry days and by 100% during thick, cloudy days.

Stefan –Bolezmann Law

The amount of electromagnetic radiation emitted by a body is directly related to its temperature. If the body is a perfect emitter (black body), the amount of radiation given off is proportional to the 4th power of its temperature as measured in degrees Kelvin. This natural phenomenon is described by the Stephan-Boltzmann law

$$E=\sigma T^4$$

Where $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ $Wm^{-2}k^{-4}$ and T is in K

شعاع شمسي منتشر ومباشر

DIFFUSE AND DIRECT SOLAR RADIATION

عندما يمر ضوء الشمس عبر الغلاف الجوي ، يمتص بعضه ويتناثر وينعكس بواسطة:

- جزيئات الهواء
- بخار الماء
- سحاب
- تراب
- الملوثات
- حرائق الغابات
- البراكين.

وهذا ما يسمى بالإشعاع الشمسي المنتشر **Diffuse**. يُطلق على الإشعاع الشمسي الذي يصل إلى سطح الأرض دون أن ينتشر الإشعاع الشمسي المباشر**Direct**. يسمى مجموع الإشعاع الشمسي المنتشر والمباشر بالإشعاع الشمسي العالمي **Global** . يمكن لظروف الغلاف الجوي أن تقلل من إشعاع الحزمة المباشر بنسبة 10٪ في الأيام الصافية والجافة وبنسبة 100٪ خلال الأيام الكثيفة الملبدة بالغيوم.

قانون ستيفان بوليزمان Stefan –Bolezmann Law

ترتبط كمية الإشعاع الكهرومغناطيسي المنبعثة من الجسم ارتباطًا مباشرًا بدرجة حرارته. إذا كان الجسم باعثًا مثاليًا (جسم أسود) ، فإن كمية الإشعاع المنبعثة تتناسب طرديًا مع القوة الرابعة من درجة حرارته كما تم قياسها بالدرجات كلفن. يصف قانون ستيفان بولتزمان هذه الظاهرة الطبيعية

$$E=\sigma T^4$$

Where $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ $Wm^{-2}k^{-4}$ and T is in K

In general, good emitters of radiation are also good absorbers of radiation at specific wavelength bands. This is especially true of greenhouse gases. Some objects in nature have almost completely perfect abilities to absorb and emit radiation. We call these objects black bodies. The radiation characteristics of the sun and the earth are very close to being black bodies.

Wien's Law

The wavelength of **maximum emission** of any body is inversely proportional to its absolute temperature. Thus, the higher the temperature, the shorter the wavelength of maximum emission. This phenomenon is often called Wien's law:

$$\lambda_{max} = \frac{C}{T}$$

$$C = 2897$$

where T is in Kelvin. According to the above equation the wavelength of maximum emission for the sun (5800 K) is about 0.5 μm, while the wavelength of maximum emission for the Earth (288 K) is approximately 10.0 μm.

The gases of the atmosphere are relatively good absorbers of long wave radiation and thus absorb the energy emitted by the Earth's surface. The absorbed radiation is emitted downward toward the surface as ***long wave atmospheric counter-radiation*** keeping near surfaces temperatures warmer than they would be without this blanket of gases. This is known as the "greenhouse

بشكل عام ، تعد بواعث الإشعاع الجيدة أيضًا ممتصات جيدة للإشعاع عند أطوال موجية محددة. هذا ينطبق بشكل خاص على غازات الاحتباس الحرارى. تتمتع بعض الكائنات في الطبيعة بقدرات مثالية تقريبًا على امتصاص الإشعاع وإصداره. نسمي هذه الأشياء أجسامًا سوداء. إن خصائص إشعاع الشمس والأرض قريبة جدًا من كونها أجسامًا سوداء

قانون فيينا **Wien's Law**

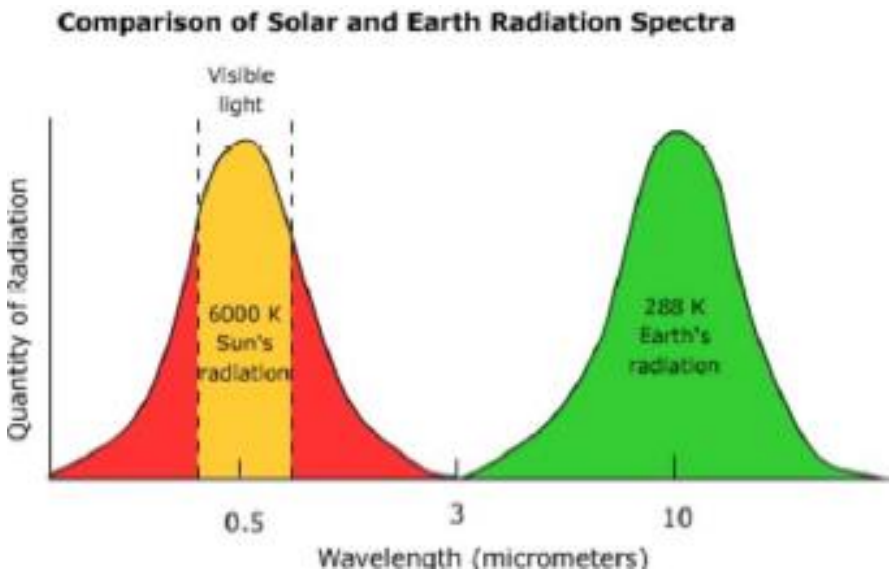
يتناسب الطول الموجي لأقصى انبعاث لأي جسم عكسيا مع درجة حرارته المطلقة. وبالتالي ، كلما ارتفعت درجة الحرارة ، كلما كان الطول الموجي للانبعاث الأقصى أقصر. غالبًا ما تسمى هذه الظاهرة قانون فيينا

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T}$$

$$C = 2897$$

حيث T بالكلفن. وطبقا للمعادلة السابقة يبلغ الطول الموجي لأقصى انبعاث للشمس (5800 كلفن) حوالي 0.5 ميكرومتر ، بينما يبلغ الطول الموجي لأقصى انبعاث للأرض (288 كلفن) حوالي 10.0 ميكرومتر.

تعد غازات الغلاف الجوي ماصة جيدة نسبيًا لإشعاع الموجة الطويلة وبالتالي تمتص الطاقة المنبعثة من سطح الأرض. ينبعث الإشعاع الممتص لأسفل نحو السطح كموجة طويلة من الإشعاع المضاد الجوي الذي يحافظ على درجات حرارة الأسطح القريبة أكثر دفئًا مما ستكون عليه بدون هذا الغطاء من الغازات. هذا هو المعروف باسم greenhouse



The amount of radiation passing through a specific area is inversely proportional to the square of the distance of that area from the energy source. This phenomenon is called **the inverse square law**. Using this law we can model the effect that distance traveled has on the intensity of emitted radiation from a body like the sun.

$$Intensity = \frac{I}{d^2}$$

Where I is the intensity of radiation at one *d* and *d* is the distance traveled. Radiation from the Sun is lessened by the inverse square law as it reaches further and further away from the Sun. So the further away that a planet is from the Sun then the less radiation it receives. What happens to that radiation depends on whether the planet has an atmosphere, whether the atmosphere contains clouds and how the clouds, or the surface reflect the radiation.

For planets with no atmosphere all the Sun's radiation will strike the surface. Some of this will be reflected away from the planet but the rest will be absorbed. The temperature of the surface will be raised until there is equilibrium between the energy radiated by the warm surface of the planet and the received solar radiation.

كمية الإشعاع التي تمر عبر منطقة معينة تتناسب عكسياً مع مربع مسافة بين تلك المنطقة و مصدر الطاقة. تسمى هذه الظاهرة **بقانون التربيع العكسي**. باستخدام هذا القانون ، يمكننا نمذجة تأثير المسافة المقطوعة على شدة الإشعاع المنبعث من جسم مثل الشمس

$$Intensity = \frac{I}{d^2}$$

حيث I هي شدة الإشعاع و d هي المسافة المقطوعة.

يقلل قانون التربيع العكسي من إشعاع الشمس لأنه يبتعد أكثر فأكثر عن الشمس. لذلك كلما كان الكوكب بعيدًا عن الشمس كلما قل الإشعاع الذي يتلقاه. يعتمد ما يحدث لهذا الإشعاع على ما إذا كان للكوكب غلاف جوي ، وما إذا كان الغلاف الجوي يحتوي على غيوم وكيف تعكس الغيوم الإشعاع.

بالنسبة للكواكب التي ليس لها غلاف جوي ، فإن كل إشعاع الشمس سيضرب السطح. سينعكس بعض هذا بعيدًا عن الكوكب ولكن سيتم امتصاص الباقي. سترتفع درجة حرارة السطح حتى يتحقق التوازن بين الطاقة التي يشعها السطح الدافئ للكوكب والإشعاع الشمسي المستلم.

بالنسبة للكواكب مثل عطارد **Mercury** ، ينتج عن ذلك سطح شديد الحرارة حيث تكون الشمس مشرقة (أكثر من 400 درجة مئوية) ولكن شديدة البرودة في الجانب الليلي ، حيث يؤدي الإشعاع من السطح إلى تبريده بسرعة إلى -180 درجة مئوية

For planets like Mercury, this results in a very hot surface where the Sun is shining (more than 400°C) but very cold on the night side, where the radiation from the surface rapidly cools it to -180°C.

Atmospheric Effects on Incoming Solar Radiation

The Earth is a planet with an atmosphere and is largely transparent to the incoming solar radiation. There are constituents in the atmosphere which prevent some kinds of radiation from reaching the surface, such as ozone which stops the ultraviolet. A fair proportion of the Earth is covered by clouds which reflect a lot of the Sun's radiation and thus affecting the surface temperature.

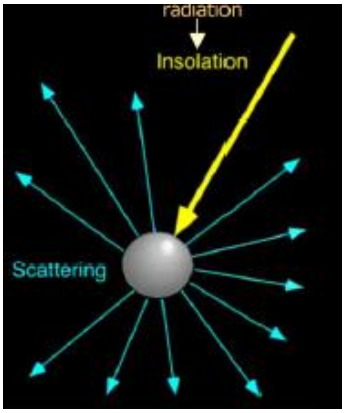
The process of scattering occurs when small particles and gas molecules diffuse part of the incoming solar radiation in random directions without any alteration to the λ of the electromagnetic energy. Scattering does however reduce the amount of incoming radiation reaching the Earth's surface. A significant proportion of scattered shortwave solar radiation is redirected back to space. The amount of scattering that takes place is dependent on two factors: λ of the incoming radiation and the size of the scattering particle or gas molecule. In the Earth's atmosphere, the presence of a large number of particles with a size of about 0.5 μm results in shorter wavelengths being preferentially scattered. This factor also causes our sky to look blue because this color corresponds to those wavelengths that are best diffused. If scattering did not occur in our atmosphere the daylight sky would be black.

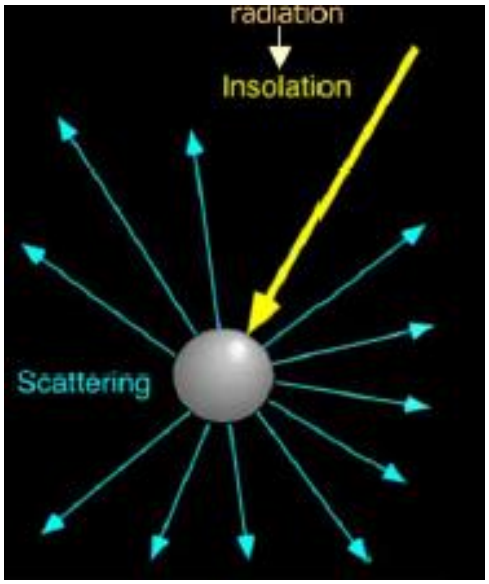
تأثيرات الغلاف الجوي على الإشعاع الشمسي الساقط

Atmospheric Effects on Incoming Solar Radiation

الأرض عبارة عن كوكب له غلاف جوي وهو شفاف إلى حد كبير تجاه الساقط من الاشعاع الشمسى . هناك مكونات في الغلاف الجوي تمنع بعض أنواع الإشعاع من الوصول إلى السطح ، مثل الأوزون الذي يوقف الأشعة فوق البنفسجية. تغطي السحب نسبة لا بأس بها من الأرض والتي تعكس الكثير من إشعاع الشمس وبالتالي تؤثر على درجة حرارة السطح.

تحدث عملية التشتت عندما تنتشر الجزيئات الصغيرة وجزيئات الغاز جزءًا من الإشعاع الشمسي الساقط في اتجاهات عشوائية دون أي تغيير في λ (الطول الموجى للطاقة الكهرومغناطيسية.) ومع ذلك ، فإن التشتت يقلل من كمية الإشعاع الساقط الذي يصل إلى سطح الأرض. يتم إعادة توجيه نسبة كبيرة من الإشعاع الشمسي المبعثر على الموجات القصيرة إلى الفضاء. تعتمد كمية التشتت التي تحدث على عاملين: (الطول الموجى للاشعاع الساقط وحجم جزيء التشتت أو جزيء الغاز. في الغلاف الجوي للأرض) ، يؤدي وجود عدد كبير من الجسيمات بحجم حوالي 0.5 ميكرومتر إلى تناثر أطوال موجية أقصر بشكل تفضيلي. يتسبب هذا العامل أيضًا في ظهور السماء باللون الأزرق لأن هذا اللون يتوافق مع تلك الأطوال الموجية الأكثر انتشارًا. إذا لم يحدث تشتت في غلافنا الجوي لكانت سماء النهار سوداء.



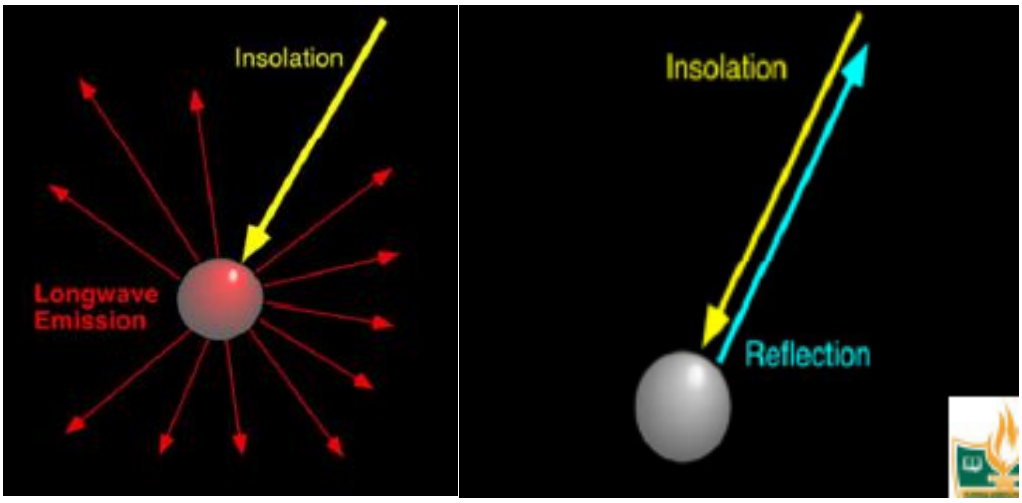


If intercepted, some gases and particles in the atmosphere have the ability to absorb incoming insolation. Absorption is defined as a process in which solar radiation is retained by a substance and converted into heat. The creation of heat also causes the substance to emit its own radiation. In general, the absorption of solar radiation by substances in the Earth's atmosphere results in temperatures that get no higher than 1800° C. Bodies with temperatures at this level or lower would emit their radiation in the longwave band. Further, this emission of radiation is in all directions so a sizable proportion of this energy is lost to space.

The third process in the atmosphere that modifies incoming solar radiation is reflection. Reflection is a process where sunlight is redirect by 180° after it strikes an atmospheric particle. This redirection causes a 100 % loss of the insolation. Most of the reflection in our atmosphere occurs in clouds when light is intercepted by particles of liquid and frozen water. The reflectivity (albedo) of a cloud can range from 40 to 90 %.

أذا تم أعتراض الأشعاع الشمسى فإن بعض الغازات والجسيمات الموجودة في الغلاف الجوي لديها القدرة على امتصاص التشمس االساقط. يُعرَّف الامتصاص بأنه عملية يتم فيها الاحتفاظ بالإشعاع الشمسي بواسطة مادة ما وتحويله إلى حرارة.

يتسبب أيضًا في إطلاق المادة للإشعاع الخاص بها. بشكل عام ، يؤدي امتصاص الإشعاع الشمسي بواسطة المواد الموجودة في الغلاف الجوي للأرض إلى درجات حرارة لا تزيد عن 1800 درجة مئوية. علاوة على ذلك ، يكون انبعاث الإشعاع هذا في جميع الاتجاهات ، لذلك يتم فقد نسبة كبيرة من هذه الطاقة في الفضاء.
العملية الثالثة في الغلاف الجوي التي تعدل من الإشعاع الشمسي الساقط هي الانعكاس. الانعكاس هو عملية يتم فيها إعادة توجيه ضوء الشمس بمقدار 180 درجة بعد أن يصطدم بجسيم في الغلاف الجوي. تؤدي إعادة التوجيه هذه إلى فقدان التشمس **insolation** بنسبة 100٪. يحدث معظم الانعكاس في غلافنا الجوي في السحب عندما يتم اعتراض الضوء بواسطة جزيئات السائل والمياه المجمدة. يمكن أن تتراوح قيمة الانعكاسية **reflectivity** اى قيمة Albedo للسحابة من 40 إلى 90٪.



Sun-Earth Relationships

The solar constant, G_{SC} is the energy from the sun, per unit time, received on a unit area of surface perpendicular to the direction of propagation of the radiation, at mean earth-sun distance, outside of the atmosphere

the ecliptic. The axis of rotation remains pointing in the same direction as it revolves around the Sun, pointing toward the star Polaris. The constant tilt and parallelism causes changes in the angle that a beam of light makes with respect to a point on Earth during the year, called the "***sun angle***". The most intense incoming solar radiation occurs where the sun's rays strike the Earth at the highest angle. As the sun angle decreases, the beam of light is spread over a larger area and decreases in intensity. During the summer months the Earth is inclined toward the Sun yielding high sun angles. During the winter, the Earth is oriented away from the Sun creating low sun angles.

The Sun

- The sun is a sphere of intensely hot gaseous matter with a diameter of 1.39×10^9 m
- It is, on the average, 1.5×10^{11} m away from the earth.
- The sun rotates on its axis about once every 4 weeks,
- It does not rotate as a solid body
- The sun has an effective blackbody temperature of 5777 K
- The temperature in the central interior regions is variously estimated at 8×10^6 to 40×10^6 K
- Sun's density is about**100 times** that of water.
- The solar constant G_{sc}=1367 W/m^2

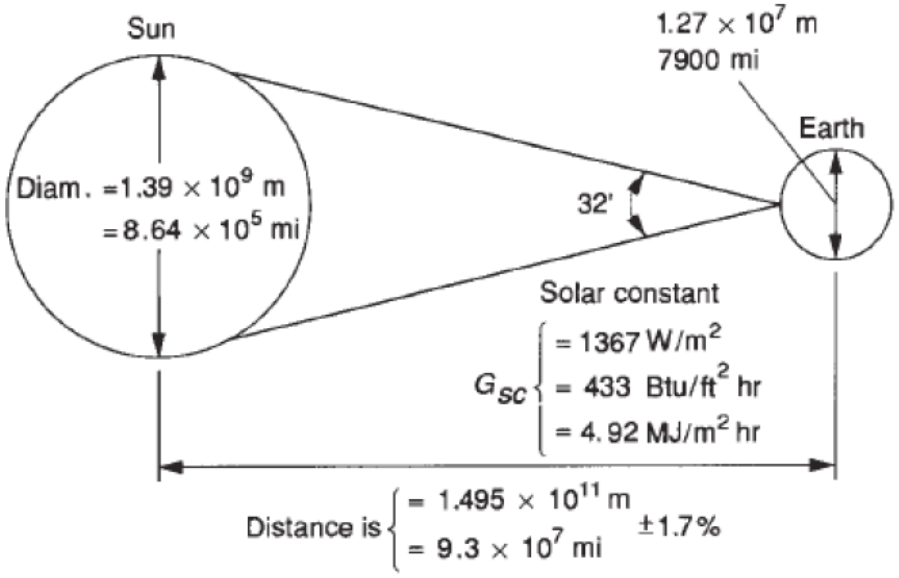
العلاقات بين الشمس والأرض

الثابت الشمسي : G_{SC} هو الطاقة العمودية الساقطة من الشمس ، لكل وحدة زمنية لوحدة مساحة من السطح المتعامد مع اتجاه انتشار الإشعاع ، على مسافة متوسطة بين الأرض والشمس ، خارج الغلاف الجوي

يظل محور الدوران يشير في نفس الاتجاه حيث يدور حول الشمس مشيرًا نحو النجم .Polaris يتسبب الميل المستمر في تغيرات في الزاوية التي يصنعها شعاع من الضوء فيما يتعلق بنقطة على الأرض خلال العام ، تسمى "زاوية الشمس". تحدث أكثر الأشعة الشمسية الساقطة كثافة حيث تضرب أشعة الشمس الأرض بأعلى زاوية. مع انخفاض زاوية الشمس ، ينتشر شعاع الضوء على مساحة أكبر ويقل شدته. خلال أشهر الصيف تميل الأرض نحو الشمس مما يعطي زوايا عالية للشمس. خلال فصل الشتاء يتم توجيه الأرض بعيدًا عن الشمس مما يخلق زوايا منخفضة للشمس.

مما سبق نتوصل للحائق التالية

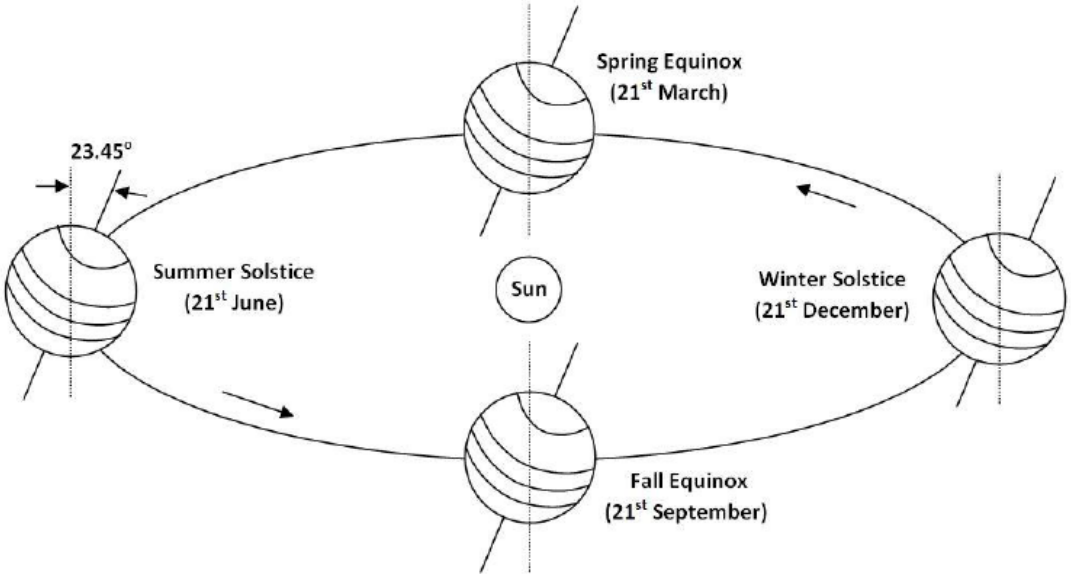
- الشمس عبارة عن كرة من مادة غازية شديدة الحرارة يبلغ قطرها 1.39×10^9 م
- يتبعد الارض عن الشمس مسافة (في المتوسط) 1.5×10^{11} م عن الأرض.
- تدور الشمس حول محورها مرة كل 4 أسابيع تقريبًا ،
- لا يدور كجسم صلب
- للشمس درجة حرارة فعالة للجسم الأسود تبلغ 5777 كلفن
- تقدر درجة الحرارة في المناطق الداخلية الوسطى بشكل مختلف من 8×10^6 إلى 40×10^6 كلفن
- كثافة الشمس حوالي 100 ضعف كثافة الماء.
- ثابت الشمس $G_{sc} = 1367\ W / m^2$



Solar Geometry

Earth orbit

Earth orbit Earth circulates the sun in an elliptical orbit with variable distance between the sun and earth. The minimum center to center distance occurs on the 21st of December which is 144.48 million km and the maximum distance is 154.3 million km on the 21st of June. The complete revolution takes 365.25 days. The Earth also rotates about itself one revolution per day. The axis of earth rotation about itself is inclined 23.45o to the Azimuthal Axis. Azimuthal Axis is the axis perpendicular to the plane intersecting the centers of sun and earth, called the Azimuthal plane (see Fig.). This inclination causes the occurrence of seasons on earth.



Earth orbit

مدار الأرض Earth Orbit

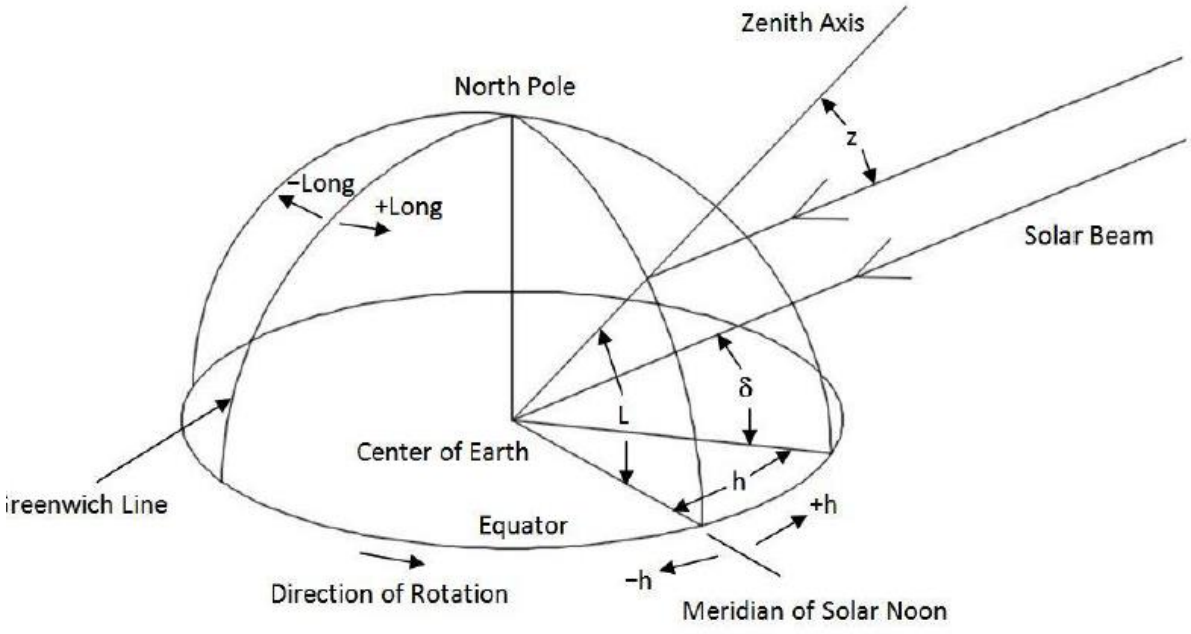
تدور الأرض حول الشمس في مدار بيضاوي بمسافة متغيرة بين الشمس والأرض. الحد الأدنى لمسافة المركز إلى المركز يحدث في الحادي والعشرين من ديسمبر وهي 144.48 مليون كيلومتر والمسافة القصوى هي 154.3 مليون كيلومتر في 21 يونيو. تستغرق الثورة الكاملة 365.25 يومًا. تدور الأرض أيضًا حول نفسها مرة واحدة في اليوم. يميل محور دوران الأرض حول نفسه بمقدار 23.45 درجة إلى **محور السمت**. المحور السمتي هو المحور العمودي على المستوى الذي يتقاطع مع مراكز الشمس والأرض ، ويسمى المستوى السمتي (انظر الشكل). يتسبب هذا الميل في حدوث الفصول على الأرض.

Solar anglesd

Declination Angle (δ) It is the angle between the solar beam and equator (see Fig.) . Its value swings over the year between $+23.45^{o}$ at **summer solstice** on the 21st of June and -23.45^{o} at **winter solstice** on the 21st of December, while it becomes zero at spring and fall equinoxes on the 21st of March and 21st September, respectively. The positive values of the declination angle indicate that the northern hemisphere is inclined towards the sun (summer season), while negative values means the southern hemisphere inclination towards the sun (winter season). It can be calculated using the following equation for each day in the year: −

$$\delta = 23.45^{o} \sin\left[\frac{360}{365}(n + 284)\right]$$

Where n is the day number over the year (n=1 at the first of January, n=42 at the 11th of February, n=365 at 31st of December and so on).



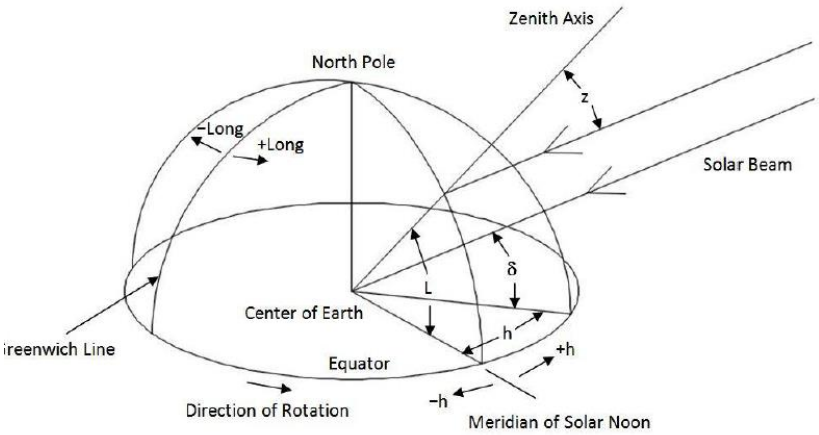
Schematic diagram showing northern hemisphere with related angles.

الزوايا الشمسية Solar angles

زاوية الميل **Declination Angle** (δ) هي الزاوية بين الحزمة الشمسية وخط الاستواء (انظر الشكل). تتأرجح قيمته على مدار العام بين + 23.45 درجة مئوية عند الانقلاب الصيفي في 21 يونيو و 23.45 درجة مئوية عند الانقلاب الشتوي في 21 ديسمبر ، بينما يصبح صفراً في الاعتدالات الربيعية والخريفية في 21 مارس و 21 سبتمبر ، على التوالي . تشير القيم الموجبة لزاوية الميل إلى أن نصف الكرة الشمالي يميل نحو الشمس (فصل الصيف) ، بينما القيم السالبة تعني ميل نصف الكرة الجنوبي نحو الشمس (فصل الشتاء). يمكن حسابها باستخدام المعادلة التالية لكل يوم في السنة: -

$$\delta = 23.45^{o} \sin\left[\frac{360}{365}(n + 284)\right]$$

زاوية الميل (d) هي الزاوية بين الحزمة الشمسية وحيث n هو رقم اليوم على مدار العام (n = 1 في الأول من يناير ، n = 42 في 11 فبراير ، n = 365 في 31 ديسمبر



Latitude angle (L) It is the angle intercepted between certain location on Earth and the equator. Latitudes, by convention, take positive values in the northern hemisphere and negative values at the southern hemisphere. Significant latitudes are: − (Equator L=0), (Tropic of Cancer L=23.45^o), (Tropic of Capricorn L=−23.45^o), (Arctic Circle L=66.55o) and (Antarctic Circle L=−66.55^o). Iraq lies between L=29.1^o and L=37.3^o. For Baghdad L=33.3^o.

Longitude angle (Long) It is the angle between the certain location on Earth and Greenwich Line خط جرينتش near London. Negative longitudes lie west of Greenwich Line and positive longitudes to the east. Latitudes and longitudes constitute the geographic coordinates of Earth surface. Iraq lies between Long=38.8o and Long=48.5^o. For Baghdad Long=44.4^o.

Hour angle (h) this angle is used to replace the temporal hours by spatial angles. It is defined as the angle between the location of a point at certain time and the location of the same point at the solar noon. Solar noon is located exactly between sunrise and sunset. Since the earth takes 24 hours to circumference a compete revolution about itself (360o) then the hour angle can be determines as follows:

$$h = 15[ST - 12]$$

Where ST denotes the solar time in 24−hours−format starting from 0 to 12 before solar noon and 13 to 24 in the afternoon. As a result the hour angle takes negative values in the morning hours and positive values in the afternoon.

زاوية خط العرض Latitude angle (L)

هي الزاوية التي يتم قطعها بين موقع معين على الأرض وخط الاستواء. تأخذ خطوط العرض قيمًا إيجابية في نصف الكرة الشمالي وقيمًا سلبية في نصف الكرة الجنوبي. خطوط العرض الهامة هي: - (خط الاستواء L = 0) ، (مدار السرطان L = 23.45 درجة) ، (مدار الجدي L = −23.45 درجة) ، (الدائرة القطبية الشمالية L = 66.55 درجة) و (الدائرة القطبية الجنوبية L = -66.55 درجة)). يقع العراق بين L = 29.1^{o} و 37.3^{o} = L. لبغداد L = 33.3 درجة.

زاوية خط الطول Long هي الزاوية بين موقع معين على الأرض وخط جرينتش بالقرب من لندن. تقع خطوط الطول السلبية غرب خط غرينتش وخطوط الطول الموجبة إلى الشرق. تشكل خطوط العرض وخطوط الطول الإحداثيات الجغرافية لسطح الأرض. يقع العراق بين الطول = 38.8 درجة والطول = 48.5 درجة. لبغداد = 44.4 درجة.

زاوية الساعة (**h**) تستخدم هذه الزاوية لاستبدال الساعات الزمنية بالزوايا المكانية. يتم تعريفها على أنها الزاوية بين موقع نقطة في وقت معين وموقع نفس النقطة عند الظهيرة الشمسية. يقع ظهر الشمس بالضبط بين شروق الشمس وغروبها. نظرًا لأن الأرض تستغرق 24 ساعة لمحيط ثورة منافسة حول نفسها (360 درجة) ، فيمكن تحديد زاوية الساعة على النحو التالي

$$h = 15[ST - 12]$$

حيث تشير ST إلى التوقيت الشمسي بتنسيق 24 ساعة بدءًا من 0 إلى 12 قبل الظهر الشمسي ومن 13 إلى 24 بعد الظهر. نتيجة لذلك ، تأخذ زاوية الساعة قيمًا سالبة في ساعات الصباح وقيمًا موجبة في فترة ما بعد الظهر.

Solar time (ST) and local time (LT)

Solar time is the actual time related to the rotation of earth about itself. Therefore solar time is unique for every location on earth, or more precisely, for each and every longitude. For practical reasons, it is difficult to use solar time for official timing of regions having different longitudes and belong to one country. Therefore, the world is divided into 24 standard time zones. Each time zone (TZ) has a single time that is approximated for the entire zone and valid for entire country. For large countries more than one time zone is used in timing. The time that is used in a certain time zone is called local time (LT). The error between the local and solar times must be accounted for in solar energy calculations. Another error is caused by some irregular motion of Earth around the sun. Earth does not move in a constant speed. It accelerates and decelerates along the year causing an error of several minutes each day. The error of irregular motion can be estimated by the following equation called (the equation of time):

$$EQT = 9.87\sin(2\beta) - 7.53\cos\beta - 1.5\sin\beta$$

EQT is calculated from above equation in minutes. **β** is calculated as follows:

$$\beta = \frac{360}{364}(n - 81)$$

Where (n) is the day number in the year.

التوقيت الشمسي (ST) والتوقيت المحلي (LT)

الوقت الشمسي هو الوقت الفعلي المرتبط بدوران الأرض حول نفسها. لذلك ، يعتبر التوقيت الشمسي فريدًا لكل موقع على الأرض أو بشكل أكثر دقة لكل خط طول.

لأسباب عملية من الصعب استخدام التوقيت الشمسي للتوقيت الرسمي للمناطق التي لها خطوط طول مختلفة والتي تنتمي إلى بلد واحد. لذلك ينقسم العالم إلى 24 منطقة زمنية قياسية. كل منطقة زمنية (TZ) لها وقت واحد يتم تقريبه للمنطقة بأكملها وصالح للبلد بأكمله. بالنسبة للبلدان الكبيرة يتم استخدام أكثر من منطقة زمنية واحدة في التوقيت.

يسمى الوقت المستخدم في منطقة زمنية معينة بالتوقيت المحلي (LT). يجب حساب الخطأ بين الأوقات المحلية والشمسية في حسابات الطاقة الشمسية. يحدث خطأ آخر بسبب بعض الحركة غير المنتظمة للأرض حول الشمس. لا تتحرك الأرض بسرعة ثابتة. تتسارع وتتباطأ على مدار العام مسببة خطأً لعدة دقائق كل يوم. يمكن تقدير خطأ الحركة غير المنتظمة بالمعادلة التالية المسماة (معادلة الزمن):

$$EQT = 9.87\sin(2\beta) - 7.53\cos\beta - 1.5\sin\beta$$

EQT تحسب من المعادلة السابقة و **β** تحسب من المعادلة التالية

$$\beta = \frac{360}{364}(n - 81)$$

حيث n هو رقم اليوم فى السنة

Consequently, the solar time (ST) corresponding to a certain longitude (Long) and certain local time (LT) of one of the standard time zones (TZ) is given as follows:

$$ST = LT + \frac{Long - TZ}{15} + \frac{EQT}{60}$$

TZ in above eq. represents the nearest time zone of the longitude (Long) under consideration. TZ takes positive multiples of 15^o west of Greenwich and negative multiples of 15^o east to Greenwich. For Iraq, TZ=−45^o and for Baghdad Long=−44.4^o.

Sunrise, sunset and daytime length the solar noon is the mid time between sunrise and sunset. The total time between sunrise and sunset is called daytime length. The hour angle corresponding to the sunrise has a certain value and is denoted by h^s and is calculated by the following equation:

$$\cos(h_s) = -\tan(L)\tan(\delta)$$

The value of h_s is symmetrical around solar noon. To find the daytime length, the value of h_s is converted back to hours by dividing on 15 and then multiplied by 2 to account for the two periods around solar noon. Hence, daytime length (DL) in hours is calculated as follows:

$$DL = \left(\frac{2}{15}\right)\cos^{-1}\left(-\tan(L)\tan(\delta)\right)$$

وبالتالي ، فإن التوقيت الشمسي (ST) المقابل لخط طول معين (طويل) وتوقيت محلي معين (LT) لإحدى المناطق الزمنية القياسية (TZ) يُعطى على النحو التالي:

$$ST = LT + \frac{\text{Long} - TZ}{15} + \frac{EQT}{60}$$

TZ فى المعادلة السابقة تمثل المنطقة الزمنية الأقرب لخط الطول قيد الدراسة. تأخذ **TZ** مضاعفات موجبة لـ 15 درجة غرب جرينتش ومضاعفات سالبة لـ 15 درجة شرقًا إلى جرينتش. بالنسبة للعراق ، **TZ** = 45^o وللبغداد طويل = –o44.4.

شروق الشمس وغروبها وطول النهار Sunrise, sunset and daytime length

يكون الظهر الشمسي هو منتصف الوقت بين شروق الشمس وغروبها. يُطلق على الوقت الإجمالي بين شروق الشمس وغروبها **طول النهار**. لزاوية الساعة المقابلة لشروق الشمس قيمة معينة ويُشار إليها بالحرف h_s وتُحسب بالمعادلة التالية:

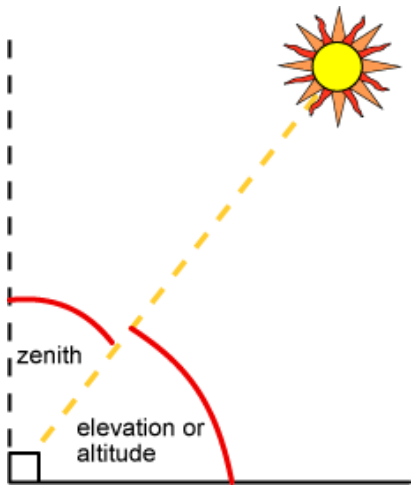
$$\cos(h_s) = -\tan(L)\tan(\delta)$$

قيمة h_s متناظرة في وقت الظهيرة الشمسية. للعثور على طول النهار ، يتم تحويل قيمة h_s مرة أخرى إلى ساعات عن طريق القسمة على 15 ثم ضربها في 2 لحساب الفترتين حول الظهيرة الشمسية. ومن ثم يتم حساب طول النهار (DL) بالساعات على النحو التالي:

$$DL = \left(\frac{2}{15}\right)\cos^{-1}\left(-\tan(L)\tan(\delta)\right)$$

The solar zenith angle Z

The solar zenith angle is the zenith angle of the sun, i.e., the angle between the sun's rays and the vertical direction. It is the complement to the solar altitude or solar elevation, which is the altitude angle or elevation angle between the sun's rays and a horizontal plane. At solar noon, the zenith angle is at a minimum and is equal to latitude minus solar declination angle. This is the basis by which ancient mariners navigated the oceans.



Altitude angle (α) It is the angle between the solar beam and the horizon. The complementary angle of (α) is called the Zenith angle (z) which is the angle between the solar beam and the vertical axis Altitude angle is given by the following equation:

$$\sin(\alpha) = \cos(z) = \sin(L)\sin(\delta) + \cos(L)\cos(\delta)\cos(h)$$

زاوية السمت The solar zenith angle Z

هى الزاوية بين أشعة الشمس والاتجاه العمودي. إنه مكمل لزاوية الارتفاع الشمسي (α)بين أشعة الشمس والمستوى الأفقي. عند الظهيرة الشمسية تكون زاوية السمت عند الحد الأدنى وتساوي خط العرض مطروحًا منها زاوية ميل الشمس. هذا هو الأساس الذي بواسطته إبحار البحارة القدامى في المحيطات.

زاوية الارتفاع Altitude angle (α)

زاوية الارتفاع (α) هي الزاوية بين الشعاع الشمسي والأفق. الزاوية التكميلية لـ (α) تسمى زاوية Zenith وهي الزاوية بين الشعاع الشمسي والمحور العمودي تُعطى زاوية الارتفاع بالمعادلة التالية:

$$\sin(\alpha) = \cos(z) = \sin(L)\sin(\delta) + \cos(L)\cos(\delta)\cos(h)$$

Extraterrestrial solar radiation intensity (Irradiance) in W/m^2

The amount of solar radiation is inversely proportional to the distance it travels in the outer space. The solar radiation undergoes further attenuation upon entering the atmosphere. The rate of solar radiation intensity in W/m^2 (irradiance) measured on a surface perpendicular to the solar beam and placed just above the atmosphere when Earth is at its average distance from the sun is termed as **Solar Constant I_{sc}** (recently called Total Solar Irradiance TSI). The most accurate and recent measured value of the solar constant is 1360.8 ± 0.5 W/m2. The value of irradiance above the atmosphere varies during the year by about ±3.5% due to the change of distance from the sun. Therefore, the instantaneous value of irradiance in W/m2 on a surface perpendicular to the solar beam at any day in the year and termed as Io is given by the following equation: −

$$I_o = I_{sc}\left[1 + 0.033\cos\left(\frac{360}{365}n\right)\right]$$

Where n is the day number in the year and I_{sc}=1360 for calculation purposes. The value of I_o is calculated on a surface perpendicular to solar beam. The amount can be calculated for a surface parallel to ground and placed outside atmosphere as follows:

$$I_H = I_o \sin(\alpha)$$

كثافة الإشعاع الشمسي خارج كوكب الأرض بوحدة W / m^2

Extraterrestrial solar radiation intensity (Irradiance) in W/m^2

تتناسب كمية الإشعاع الشمسي Irradiance عكسياً مع المسافة التي يقطعها في الفضاء الخارجي. يخضع الإشعاع الشمسي لمزيد من التوهين attenuation عند دخوله الغلاف الجوي. يُقاس معدل كثافة الإشعاع الشمسي Irradiance بوحدة W / m^2 على سطح عمودي على الحزمة الشمسية ويوضع فوق الغلاف الجوي مباشرة عندما تكون الأرض على مسافة متوسطة من الشمس يُطلق عليه اسم **Total Solar Irradiance I_{sc}** (يُطلق عليه حديثاإجمالي الإشعاع الشمسي TSI).

أدق وأحدث قيمة تم قياسها للثابت الشمسي هي 1360.8 ± 0.5 واط / م ^{2}. تختلف قيمة الإشعاع فوق الغلاف الجوي خلال العام بنحو ± 3.5٪ بسبب تغير المسافة من الشمس. لذلك ، فإن القيمة الآنية للإشعاع بوحدة W / m^2 على سطح عمودي على الحزمة الشمسية في أي يوم من أيام السنة ويطلق عليها I_o تعطى بالمعادلة التالية: -

$$I_o = I_{sc}\left[1 + 0.033\cos\left(\frac{360}{365}n\right)\right]$$

حيث n هو رقم اليوم في السنة و I_{sc} = 1360 ل. يتم حساب قيمة I_o على سطح عمودي على شعاع الشمس. يمكن حساب المقدار للسطح الموازي للأرض ووضعه خارج الغلاف الجوي على **النحو التالي:**

$$I_H = I_o \sin(\alpha)$$