II - UG

BASICS OF CLIMATOLOGY

CODE: 18K4G07

Unit I: Climatology: Definition - Nature and Scope – Climatic Elements – Weather and Climate – Composition and Structure of the Atmosphere – Insolation.

Unit II: Horizontal and Vertical Distribution of Temperature – Range of Temperature – Diurnal, Seasonal and Annual.

PREPARED BY
MS.M.VIJAYALAKSHMI M.SC.,M.Phil. B.Ed
GUEST LECTURER IN GEOGRAPHY, KNGAC

BASICS OF CLIMATOLOGY

CODE: 18K4GO7

UNIT-I

Climatology: Definition-Nature and Scope-Climate Elements-Weather and Climate-Composition and Structure of the Atmosphere-Insolation.

CLIMATOLOGY

Definiton: Klima – slope / angle of incidence, Logos- discourse / study Angle of incidence determines the earth temperature hence it is known as climatology.

DEFINITIONS OF CLIMATOLOGY • Climatology is the science of climate which study the Physical and spatial state of the atmospheric conditions

• According to Critichfield:- 'climatology is the science that seeks to describe and¬ explain the nature of climate, how it differs from place to place and how it is related to man's activities.'

• According to Austin Miller: 'Climatology is that branch of science which discusses the¬ average conditions of weather.'

• According to Koppen and De Lang: 'Climatology is a summery, a composition of weather¬ conditions over a long period of time.'

• According to Thornthwaite:- 'Thornthwaite broadens the scope of climatology and suggest that it is the study of the atmosphere as well as the Earth's surface.

Climatology or **climate science** is the scientific study of climate, scientifically defined as weather conditions averaged over a period of time. This modern field of study is regarded as a branch of the atmospheric sciences and a subfield of physical geography, which is one of the Earth sciences

Aim and Objectives

To explain the casual relationship between climate and human with the following Objectives

- To explain causing factors of different climates
- To explain the effects on natural vegetation
- To explain climate man relationship

- To synthesis the elements of climate based on empirical and statistical inferences

Nature of climatology

- Explain the casual relationship between climate and human
- It explains causing factors of different climates
- It explain the effects on natural vegetation
- It explain climate man relationship
- It synthesis the elements of climate based on empirical and Statistical inferences.

1. Descriptive
2. Dynamic
3. Scientific
4. Interdisciplinary
5. Applied

Scope of Climatology

• The subject matter of climatology may be described through its major branches

– Physical and dynamic climatology

– Regional climatology

– Applied climatology

Physical Climatology

• It deals with the study of

– Elements of weather namely insolation, temperature, air pressure, wind, evaporation and humidity, precipitation, fogs, visibility etc

– Combination of these elements that formed different climates

– Processes that forms various combinations of these weather elements like exchange of heat, humidity and interaction of atmosphere and earth's surface In other words it studies the systematic description and analysis of

– Energy balance of atmosphere and earth

– Atmospheric temperature

– Humidity and precipitation

– Atmospheric motions and air circulation

– Air masses

– Atmospheric extreme events (atmospheric disturbances, droughts, floods, etc.)

Regional Climatology

• The spatial variations in the combinations of elements of weather and climate causes different types of climate in different region of the world

• The size of region over which similar climatic conditions are observed varies from a micro area (crop field) to macro area (a continent)

• Thus regional climatology studies the differences in climatic conditions of the areal units having different spatial scales like Microclimate, local climate, meso climate and macro climate

Microclimate

– It varies in size from 1 meter to 100 meter horizontally and from ground surface to 100 meter vertically

– It may represent the climate of a single crop field, single household, area around a single tree

– Data related to such climates are collected from ground and it enables the investigator to generalise,variation of microclimatological processes operating over varying ground surfaces and their impact on human being

– Thus, it may also be included as part of applied Climatology

Regional Climatology

• Local Climate

– Its horizontal extension is from 100 meters to 1000 meters and vertically from ground surface upto 1000 meters

– It may represent the climate of a forest cover, a orchard, a village, an urban area etc.

• Mesoclimate

– It has horizontal extent from 100 meters to 20 km and vertical extent from ground surface to 6 km in atmosphere

– It may represent the climate of Ganga delta, Konkan coastal plain, middle Ganga plain, Sundarban, Rewa plateau etc.

• Macroclimate

– It is also known as geoclimate or geographical climate – Its horizontal distance is more than 20 km to several hundred km and vertical extent from ground surface to more than 6 km

Applied Climatology

• It deals with

– Climatic controls of human activities

– Application of climatic principles and knowledge to solve various problems faced by human society

– How does man modify climate by introducing advertent and inadvertent changes in physical environment

– Weather modifications by man e.g. cloud seeding and induced precipitation

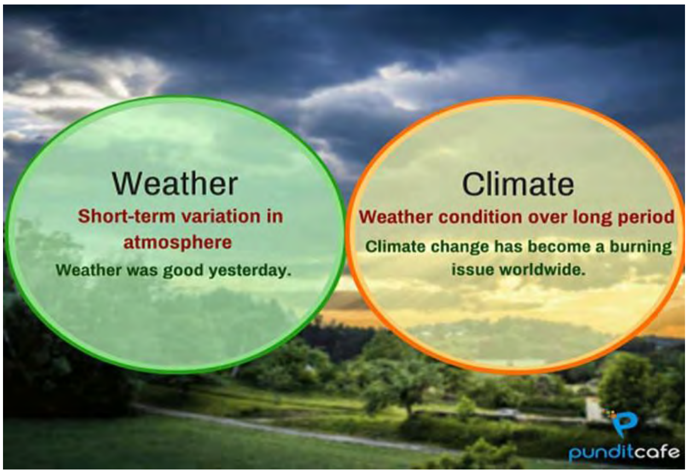
– Human biometeorology (reaction of human bodies to change in atmospheric environment)

Satellite Climatology

• It deals with

– Climate data obtained through satellite.

Weather and Climate



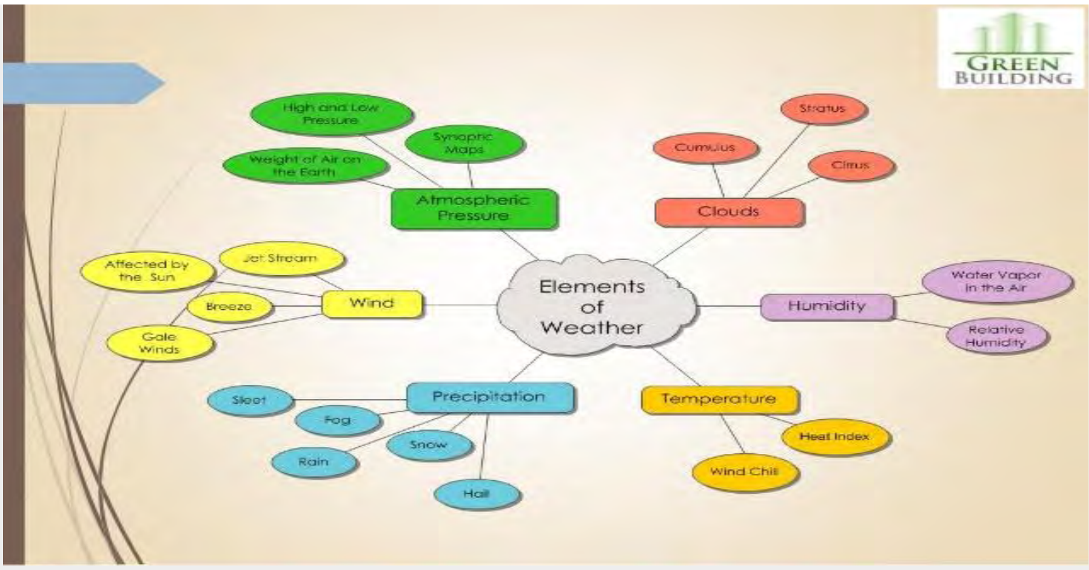
Weather may be referred to as the atmospheric conditions of a particular place, and is generally determined by factors such as temperature, wind, air pressure and water vapour at any specific time. Weather, therefore, can be understood as a constant change of the atmospheric state at a certain time and place whereas **climate** can be defined as the aggregation of weather patterns throughout a certain amount of time (e.g. years) at a certain place or region. As such, weather is rarely forecast for longer than 10 days whereas the climate of a region is relatively stable and predictable over much longer periods.

Weather: the state of the atmosphere at a specific place and time with respect to temperature, moisture, sun, wind, etc Climate: the weather conditions over a long period of time in a general area, region, and latitude/longitude.

Elements of Weather and Climate

There are several elements that make up the weather and climate of a place. The major of these elements are five:

- Temperature
- pressure
- wind
- humidity
- precipitation



Analysis of these elements can provide the basis for forecasting weather and defining its climate. These same elements make also the basis of climatology study of course, within a longer time scale rather than it does in meteorology.

1 Temperature is how hot or cold the atmosphere is, how many degrees it is above or below freezing. Temperature is a very important factor in determining the weather, because it influences or controls other elements of the weather, such as precipitation, humidity, clouds and atmospheric pressure.

2 Wind is the movement of air masses, especially on the Earth's surface. Humidity is the amount of water vapour in the atmosphere.

3 Precipitation is the product of a rapid condensation process (if this process is slow, it only causes cloudy skies). It may include snow, hail, sleet, drizzle, fog, mist and rain.

4 Atmospheric pressure (or air pressure) is the weight of air resting on the earth's surface. Pressure is shown on a weather map, often called a synoptic map, with lines called isobars.

5 Maximum and minimum thermometers× Barometers × Rain gauges × Hygrometers ×Measuring the weather .Weather stations are places where a variety of instruments are used to record regular data on the weather.

6 Hygrometers are special thermometers that measure humidity by calculating the amount of water vapour in the air.

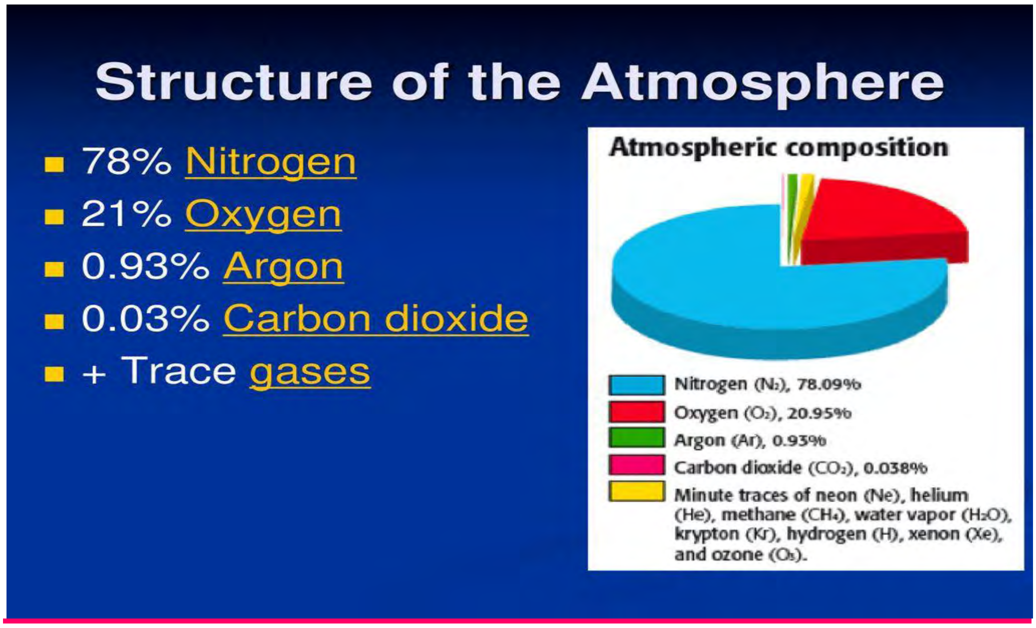
7 Rain gauges are containers that collect and measure rainfall or any other form of precipitation. Levels of rainfall are measured in millimetres (mm).

8 Barometers are used to measure atmospheric pressure. They may be either mercury or aneroid (vacuum) barometers. Often they are attached to a pen that charts movements in pressure on a piece of paper. The resulting chart is called a barograph.

9 Maximum and minimum thermometers measure the highest and lowest temperature in degrees celsius.

COMPOSITION AND STRUCTURE OF THE ATMOSPHERE

Composition of Atmosphere



The atmosphere is a transparent envelope of gases and suspended particles that surround the Earth. The atmosphere is the source of every living thing in the world.The atmosphere protects earth from harmful solar radiations and regulates heating process of the Sun. It has two main functions, first it is made possible by ozone existing in the stratosphere, the second function is achieved by a mix of gases existing in the whole atmosphere called "**greenhouse gases**". The atmosphere provides the air we breathe, the food we eat, the water we drink and above all it supports life.

The atmosphere is a mixture of many gases. In addition, it contains huge numbers of solid and liquid particles, collectively called **'aerosols'.**Some of the gases may be regarded as **permanent atmospheric components** which remain in **fixed proportion** to the total gas volume.Other constituents vary in quantity from place to place and from time to time. If the suspended particles, water vapour and other variable gases were excluded from the

atmosphere, then the dry air is very stable all over the earth up to an altitude of about 80 kilometres.

Atmospheric gases

Nitrogen and **oxygen** are the main components of the atmosphere by volume.Together these two gases make up approximately 99% of the dry atmosphere. Both of these gases have very important associations with life. Nitrogen is removed from the atmosphere and deposited at the Earth's surface mainly by specialized nitrogen fixing bacteria, and by way of lightning through precipitation. The addition of this nitrogen to the Earth's surface soils and various water bodies supplies much needed nutrition for plant growth. Oxygen is exchanged between the atmosphere and life through the processes of photosynthesis and respiration. Photosynthesis produces oxygen, whereas by the respiration, oxygen is combined with glucose releases energy for

metabolism causes the formation of water and carbon dioxide.The fifth most abundant gas in the atmosphere is carbon dioxide. The volume of this gas has increased by over 35% in the last three hundred years. This increase is primarily due to human induced burning from fossil fuels, deforestation, and other forms of land-use change.

Carbon dioxide is an important greenhouse gas. The human-caused increase in its concentration in the atmosphere has strengthened the greenhouse effect and has definitely contributed to global warming over the last 100 years. Carbon dioxide is also naturally exchanged between the atmosphere and life through the processes of photosynthesis and respiration.

Methane is a very strong greenhouse gas. The primary sources for the additional methane added to the atmosphere (in order of importance) are: rice cultivation; domestic grazing animals; termites; landfills; coal mining; and, oil and gas extraction.The average concentration of the greenhouse gas **nitrous oxide** is now increasing at a rate of 0.2 to 0.3% per year. Sources for the increase of nitrous oxide in the atmosphere include: land-use conversion; fossil fuel combustion; biomass burning and soil fertilization.

Ozone is a form of oxygen that combines three oxygen atoms into one molecule (O3). There is very little of this gas in the atmosphere, and it is concentrated in the stratosphere. Ozone absorbs ultraviolet (UV) radiation, and without it the Earth would be uninhabitable.

Water Vapour

The amount of water is the atmosphere varies just between 1 and 4%, it has a significant role in the system of atmosphere. Water vapor is the source of all clouds and precipitation and it

has the ability to absorb heat energy given off by the Earth. When water changes from one state to another it absorbs or releases heat. This heat is often called latent i.e. hidden heat. This is the energy source that helps drive a lot of storms.

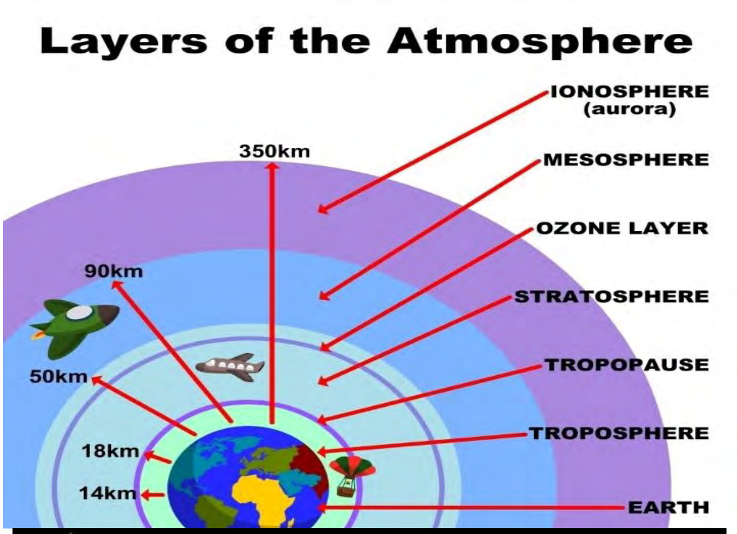
The Solid Particles present in the atmosphere consist of sand particles (from weathered rocks and also derived from volcanic ash), pollen grains, small organisms, soot, ocean salts; the upper layers of the atmosphere may even have fragments of meteors which got burnt up in the atmosphere. These solid particles perform the function of absorbing, reflecting and scattering the radiation.The solid particles are, consequently, responsible for the **orange and red colours** at sunset and sunrise and for the **length of dawn (**the first appearance of light in the sky before sunrise**) and twilight (**the soft glowing light from the sky when the sun is below the horizon, caused by the reflection of the sun's rays by the atmosphere. Dusk: the darker stage of twilight.**)**. The blue colour of the sky is also due to ***selective scattering*** by dust particles.Some of the dust particles are hygroscopic (i.e. readily absorbing moisture from air) in character, and as such, act as **nuclei of condensation.** Thus, dust particles are an important contributory factor in the formation of clouds, fog and hailstones.

Structure of the Atmosphere

The Atmosphere can be divided into a number of horizontal layers, mainly on the basis of tremperature.Broadly,the pattern consists of three relatively warm layers(near the surface between 50 and 60kms,and above about 120kms).separated by two relatively cold layers(between 10 and 30 kms and about 80kms).The atmosphere can be studied as a layered entity – each layer having its own peculiar characteristics..It is also meteorologically the most significant zone in the entire atmosphere (Almost all the weather phenomena like rainfall, fog and hailstorm etc. are confined to this layer).

Layers of the Atmosphere : The atmosphere is divided into five distinct layers based on the temperature variations. They are,

1. Troposphere
2. Stratosphere
3. Mesosphere
4. Ionosphere(Thermosphere) and
5. Exosphere



Troposphere

It is the atmospheric layer between the earth's surface and an altitude of **8 km at the poles and 18 km at the equator.**The thickness is greater at the equator, because the **heated air rises to greater heights**.The troposphere ends with the **Tropopause**.The temperature in this layer, as one goes upwards, falls at the rate of **5°C per kilometer**, and reaches -45°C at the poles and -80°C over the equator at Tropopause (greater fall in temperature above equator is because of the greater thickness of troposphere – 18 km).The fall in temperature is called **'lapse rate'.** The troposphere is marked by **temperature inversion**, turbulence and eddies.It is also meteorologically the most significant zone in the entire atmosphere (Almost

all the weather phenomena like rainfall, fog and hailstorm etc. are confined to this layer).It is also called the **convective region**, since **all convection stops at Tropopause**. The troposphere is the theatre for weather because all cyclones, anticyclones, storms and precipitation occur here, as all water vapours and solid particles lie within this.The troposphere is influenced by seasons and jet streams.

Tropopause : Top most layer of troposphere.It acts as a boundary between troposphere and stratosphere.This layer is marked by **constant temperatures**.

Stratosphere

It lies beyond troposphere, up to an altitude of 50 km from the earth's surface.The temperature in this layer remains constant for some distance but then rises to reach a level of 0°C at 50 km altitude. This rise is due to the **presence of ozone** (harmful ultraviolet radiation is absorbed by ozone). This layer is **almost free from clouds** and associated weather phenomenon, making conditions **most ideal for flying aeroplanes**. So eroplanes fly in lower stratosphere, sometimes in upper troposphere where weather is calm. Sometimes, **cirrus clouds** are present at lower levels in this layer.

Ozonosphere.

It lies at an altitude between **30 km and 60 km** from the earth's surface and spans the stratosphere and lower mesosphere.Because of the presence of ozone molecules, this layer reflects the harmful ultraviolet radiation.The ozonosphere is also called **chemosphere** because, a lot of chemical activity goes on here.The temperature rises at a rate of **5°C per kilometer** through the ozonosphere.

Mesosphere

This is an intermediate layer beyond the ozone layer and continues upto an altitude of 80 km from the earth's surface.The temperature gradually **falls** to -100°C at 80 km altitude.**Meteorites burn up in this layer on entering from the space**.

Thermosphere

In thermosphere **temperature rises very rapidly** with increasing height.**Ionosphere** is a part of this layer. It extends between **80-400 km.** This layer helps in **radio transmission**. In fact,

radio waves transmitted from the earth are reflected back to the earth by this layer. **Person would not feel warm because of the thermosphere's extremely low pressure**. The **International Space Station and satellites** orbit in this layer**.** (Though temperature is high, the atmosphere is extremely rarified – gas molecules are spaced hundreds of kilometers apart. Hence a person or an object in this layer doesn't feel the heat) Aurora**'s** are observed in lower parts of this layer

Ionosphere

This layer is located between 80 km and 400 km and is an **electrically charged layer**.This layer is characterized by **ionization of atoms**. Because of the electric charge, radio waves transmitted from the earth are reflected back to the earth by this layer. Temperatureagain starts increasing with height because of radiation from the sun.

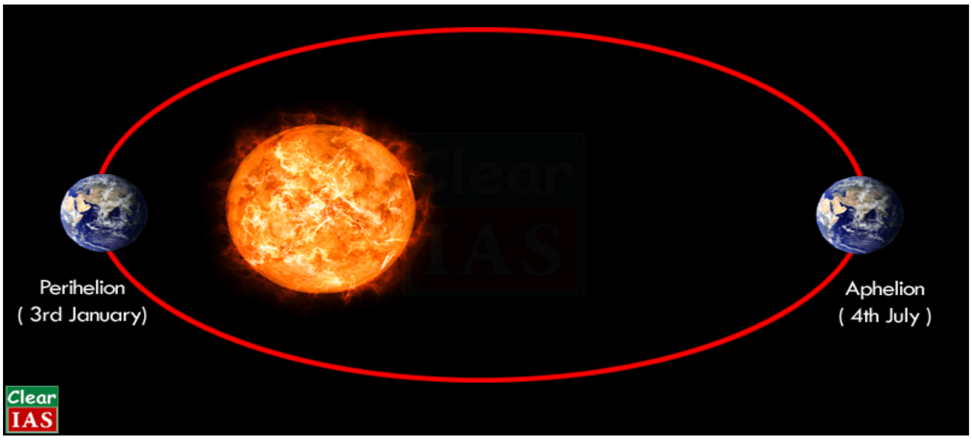
Exosphere

This is the **uppermost layer** of the atmosphere extending beyond the ionosphere above a height of about 400 km. The air is extremely rarefied and the temperature gradually increases through the layer.Light gases like **helium and hydrogen** float into the space from here.Temperature gradually increases through the layer. (As it is exposed to direct sunlight)This layer coincides with space.

INSOLATION AND HEAT BUDGET

Almost all the energy received by the earth comes from the sun. Radiation of energy comes in wavelengths. The complete range of radiation wavelengths is called the electromagnetic spectrum. Earth receives, on average, 1368 w/m2 of solar radiation at the outer edge of the atmosphere, called the 'solar constant'. The solar radiation that makes its way through the atmosphere travelling at the rate of 186000 miles a second is called solar radiation or Insolation, measured energy received per square centimeter per minute.
Insolation or Incoming Solar Radiation • As we all know, the sun is the primary source of energy for the earth. The sun radiates its energy in all directions into space in short wavelengths, which is known as solar radiation. • The earth's surface receives only a part of this radiated energy (2 units out of 1,00,00,00,000 units of energy radiated by the sun). • The energy received by the earth's surface in the form of short waves is termed as Incoming Solar Radiation or Insolation. • The amount of insolation received on the earth's surface is far less

than that is radiated from the sun because of the small size of the earth and its distance from the sun. Moreover, water vapour, dust particles, ozone and other gases present in the atmosphere absorb a small amount of solar radiation. • The solar radiation received at the top of the atmosphere varies slightly in a year due to the variations in the distance between the earth and the sun. • During the earth's revolution around the sun, the earth is farthest from the sun on 4 th July. This position of the earth is called aphelion. On 3 rd January, the earth is nearest to the sun. This position is called perihelion. • Due to this variation in the distance between the earth and the sun, the annual insolation received by the earth on 3 rd January is slightly more than the amount received on 4 th July. • However, the effect of this variation is masked by some other factors like the distribution of land and sea and the atmospheric circulation. Hence the variation does not have a greater effect on daily weather changes on the surface of the earth.

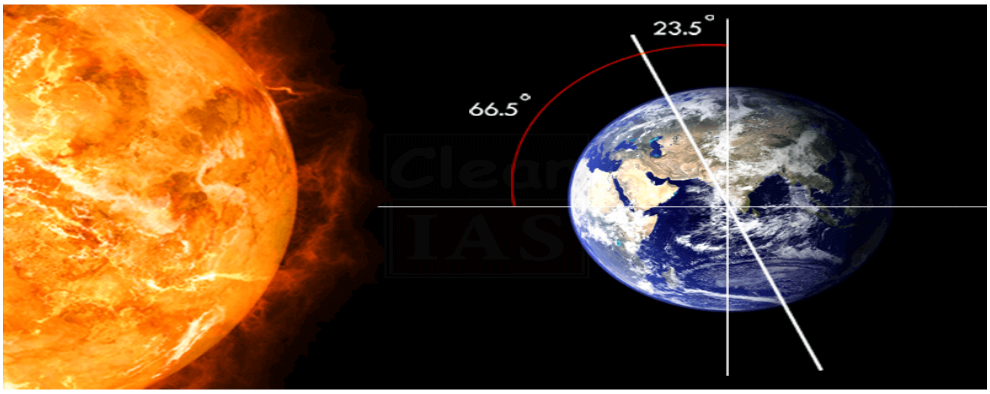


Factors influencing Insolation.

The amount of insolation received on the earth's surface is not uniform everywhere. It varies according to the place and time. When the tropical regions receive maximum annual insolation, it gradually decreases towards the poles. Insolation is more in summers and less in winters. The major factors which influence the amount of insolation received are:

- Rotation of the earth on its axis
- The angle of incidence of the sun's rays
- Duration of the day
- Transparency of the atmosphere

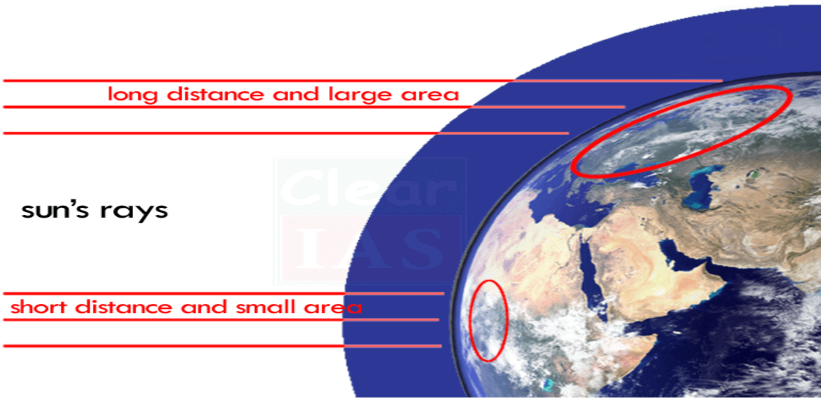
1. Rotation of the earth on its axis • The earth rotates on its own axis which makes an angle of 66.5 with the plane of its orbit around the sun. • The rotation of the earth on this inclined axis has a greater influence on the amount of insolation received at different latitudes.



.

.

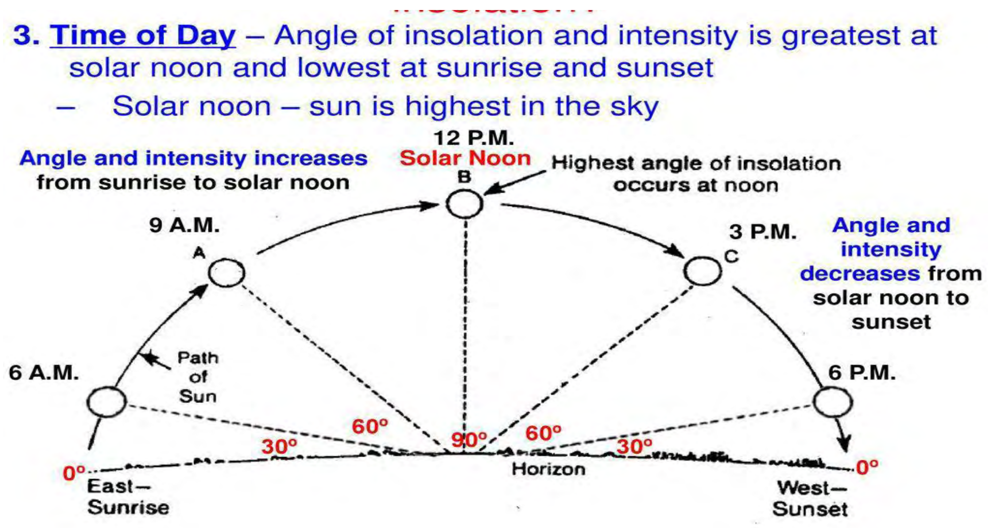
. The angle of incidence of the sun's rays



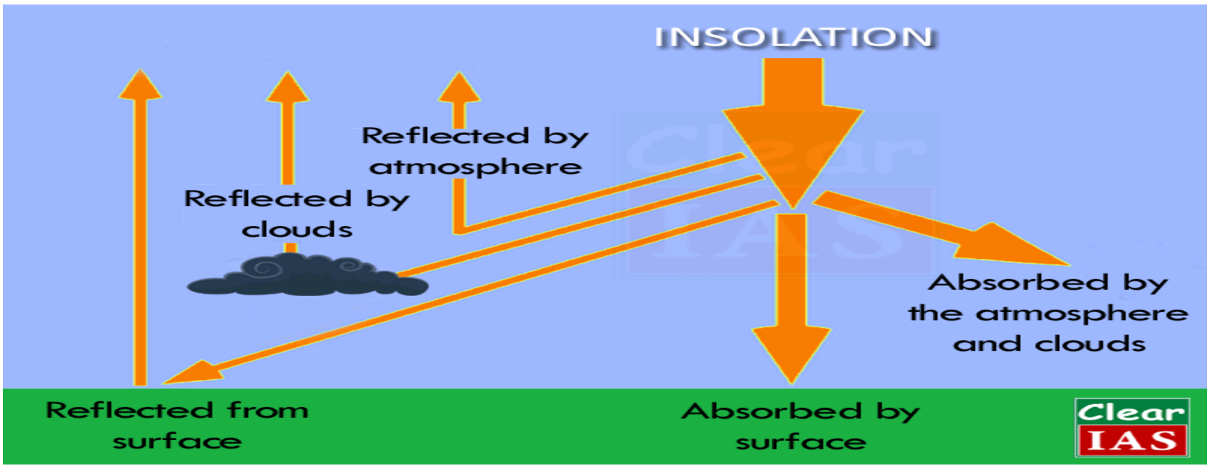
.

2. The angle of incidence of the sun's rays since the earth is a geoid resembling a sphere; the sun's rays strike the surface at different angles at different places. This depends on the latitude of the place. The higher the latitude, the less is the angle they make with the surface of the earth. The area covered by the vertical rays is always less than the slant rays. If more area is covered, the energy gets distributed and the net energy received per unit area decreases. Moreover, the sun's rays with small angle traverse more of the atmosphere than rays striking at a large angle. Longer the path of the sun's rays, greater is the amount of reflection and absorption of heat by the atmosphere. As a result, the intensity of insolation is less.

3. Duration of the day: Duration of the day varies from place to place and season to season. It decides the amount of insolation received on the earth's surface. The longer the duration of the day, the greater is the amount of insolation received. Conversely shorter the duration of the day leads to receipt of less insolation



4. Transparency of the atmosphere:The transparency of the atmosphere depends upon the cloud cover and its thickness, dust particles, water vapour, etc. They reflect, absorb or transmit insolation. Thick cloud hinders the solar radiation to reach the earth's surface. Similarly, water vapour absorbs solar radiation resulting in less amount of insolation reaching the surface. .



Maximum insolation is received over the subtropical desert, where the cloudiness is the least. The equator receives comparatively less insolation than the tropics. Generally, at the same

latitude, the insolation is more over the continent than over the oceans. In winter, the middle and higher latitudes receive less radiation than in summer

5) Land –Sea Differential: The Temperature o0f the air resting over a landmass differs markedly from that of the air resting over an expanse of water in the same latitude: i) Reflection is more by land than by sea. Especially snow covered area reflected up to 70% 90% of insolation. ii) Average penetration of insolation, and therefore heat, is more in water up to 20 meters, than in land where it is up to 01 meter only. Therefore, land cools more rapidly, iii) The Specific heat of water is 2.5 times higher than landmass, therefore water takes longer to gewt heated up and to cool down. iv) The currents, tides and drifts exist only in oceans which carry the heat to lower layers. This delays the process of heating and cooling.

5) Land –Sea Differential: The Temperature o0f the air resting over a landmass differs markedly from that of the air resting over an expanse of water in the same latitude: i) Reflection is more by land than by sea. Especially snow covered area reflected up to 70% 90% of insolation. ii) Average penetration of insolation, and therefore heat, is more in water up to 20 meters, than in land where it is up to 01 meter only. Therefore, land cools more rapidly, iii) The Specific heat of water is 2.5 times higher than landmass, therefore water takes longer to gewt heated up and to cool down. iv)The currents, tides and drifts exist only in oceans which carry the heat to lower layers. This delays the process of heating and cooling.

6) Prevailing Winds: The oceanic winds have the capacity to take the moderating influence of the sea to coastal areas reflected in cool summers and mild winters. This effect is pronounced only on the windward side. The leeward side or the interiors do not get the moderating effect of the sea, and therefore experience extremes of temperature.

6) Ocean Currents: Ocean Currents influence the temperature of adjacent land areas considerably. Warm currents raise the temperatures of the coastal areas, whereas cold currents lower them. For instance, in higher latitude, the eastern coasts have much lower temperature than the western coasts due to the influence of cold currents.

7) Aspect of Slope: The direction of the slope and its angle control the amount of solar radiation received locally. Slope more exposed to the sun receive more solar radiation than those away from the suns direct rays. In many valleys, settlement and cultivation are,

therefore, concentrated on southern slopes, whereas northern slope remain forested. In our country, this phenomenon is well observed in the Himalayan region.

8) Altitude: Altitude has a direct effect on prevailing temperatures. This is because the lower layers of the atmosphere are compressed under atmospheric pressure and are closer to the earth surface. It makes them warmer than the layers at higher levels. Thus, as we go higher, the temperature gradually decreases and the air becomes cooler.

Heat Budget of the Earth

The earth as a whole does not accumulate or lose heat. It maintains its temperature. This can happen only if the amount of heat received in the form of insolation equals the amount lost by the earth through terrestrial radiation. This balance between the insolation and the terrestrial radiation is termed as the heat budget or heat balance of the earth.

1. **Incoming Shortwave Solar Radiation** and the Heat Budget of the earth and the Atmosphere: The earth receives most of its energy from the sun through shortwave solar radiation. The solar energy radiated towards the earth's surface (1/2 billionth part of the total energy radiated from the outer surface- photosphere-of the sun which is equivalent to 23 trillion horse power) is taken as 100 per cent or 100 units. Out of the total incoming solar radiation entering the earth's atmosphere 35 per cent is sent back to space through scattering by dust particles (6%), reflection from the clouds (27%) and from the ground surface (2%), 51 per cent is received by the earth's surface (received as direct radiation), and 14 per cent is absorbed by the atmospheric gases (ozone, oxygen etc.) and water vapour in different vertical zones of the atmosphere.

   The 51 per cent solar energy received by the earth comprises 34 per cent as direct solar radiation and 17 per cent as diffuse day light. The heat budget of the atmosphere comprises 48 per cent of solar radiation wherein 14 per cent is received through absorption of the shortwave incoming solar radiation and 34 per cent is received from the outgoing longwave terrestrial radiation.

(i) Incoming shortwave solar radiation = 100%

(ii) Amount lost to space through scattering, and reflection

(a) reflected by the clouds = 27%
(b) reflected by the ground = 2%
(c) scattered energy lost to space =6%

} 35%

Remaining solar energy = 65%

(A) Heat budget of the earth

(i) Received through direction radiation = 34%

(ii) Received as diffuse day light = 17%

Total = 51%

(B) Heat budget of the atmosphere

(i) Absorption of incoming solar radiation = 14%

(ii) Received from outgoing terrestrial radiation = 34%

Total = 48%

2) **Outgoing Long-wave Terrestrial Radiation and Heat Balance**: After receiving energy from the sun (fig. 33.4) the earth also radiates energy out of its surface into the atmosphere through long-waves (fig. 33.4). The terrestrial radiation is also called ‘effective radiation’ because it helps in heating the lower portion of the atmosphere. Twenty three per cent energy (out of 51 % energy which the earth has gained from the sun) is lost through direct long-wave outgoing terrestrial radiation out of which 6 per cent is absorbed by the atmosphere and 17 per cent goes directly to the space. About 9 per cent of the terrestrial energy is spent in convection and turbulence and 19 per cent is spent through evaporation which is added to the atmosphere as latent heat of condensation. Thus, the total energy received by the atmosphere from the sun (14%) and the earth (34%) becomes 48 per cent which is reradiated to the space in one way or the other.

(i) **Terrestrial Heat Balance**

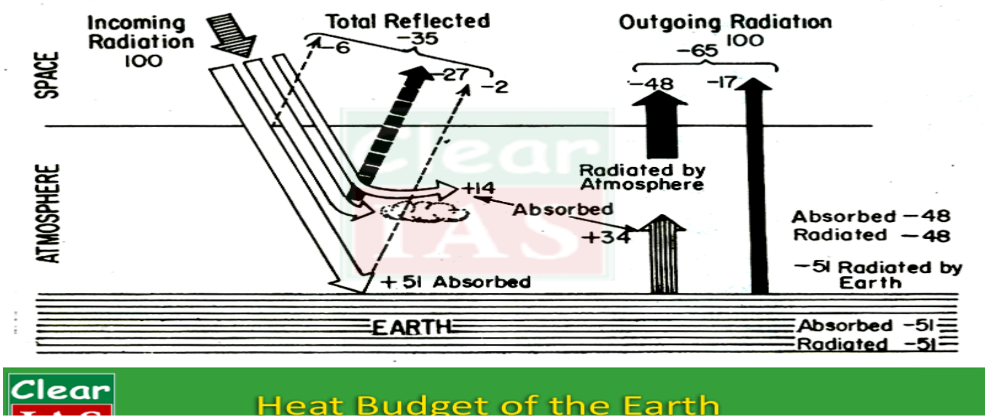
Energy received	Energy lost
51%	(i) 23% through radiation
	(ii) 9% through convection and turbulence
	(iii) 19% through evaporation
	total = 51%

(ii) **Atmospheric Heat Balance**

Energy received	Energy lost
(i) 14% through absorption of incoming solar radiation	
(ii) 6% through effective radiation from the earth	48% through radiation into the space
(iii) 9% through convection and turbulence from the earth	
(iv) 19% through evaporation	
total = 48%	

Energy sent back to space = 35% + 17% (through radiation from the earth) + 48% (through radiation from the atmosphere) = 100%

It may be pointed out that the mechanism of solar and terrestrial radiation is not as simple as mentioned above, rather it is highly complex. For example, not all the energy received by the atmosphere from the sun and the earth is reradiated directly to the space rather a sizeable amount of energy received by the atmosphere is counter-radiated to the earth's surface which is again radiated to the space and the atmosphere



Albedo

• Albedo can be simply defined as a measure of how much light that hits a surface is reflected back without being absorbed. • It is a reflection coefficient and has a value less than one. • When the solar radiation passes through the atmosphere, some amount of it is reflected, scattered and absorbed. • The reflected amount of radiation is called as the albedo of the

earth. • The value of albedo will be different for different surfaces. • Because of the effect of albedo, highly developed areas such as urban cities can experience higher average temperatures than the surrounding suburban or rural areas, a phenomenon known as the "Urban Heat Island Effect". • The higher average temperature can be attributed to less vegetation, higher population densities, and more infrastructures with dark surfaces (asphalt roads, brick buildings, etc.).

காலநிலையியல்

முன்னுரை: மக்களின் அன்றாட வாழ்க்கை பெரும்பாலும் காலநிலையைச் சாந்தே அமைகின்றது எனில் அது மிகையானதன்று. மக்கள் தம் வாழ்க்கை முறைகளைக் காலநிலைக்கு ஏற்ப இசைவுடன் அமைந்துள்ளனர். மக்களின் வாழ்க்கை முறையின் ஒவ்வொரு அம்சமும் காலநிலைக் கூறுகளால் பாதிக்கப்படுகின்றது. மக்களின் பொருதார மற்றும் சமூக நடவடிக்கைகள் அனைத்தும் காலநிலையால் கட்டுப்படுத்தப்படுகின்றன. எனவே காலநிலை பற்றிப் பயில்தல் மிகவும் அவசியம.

காலநிலையை அறிய உதவும் அறிவியல் பிரிவுக்குக் காலநிலையில் என்றுபெயர். கிளைமா (Kilma) என்ற கிரேக்கச் சொல்லிலிருந்து கிளைமேட் (Climate) என்ற சொல் பிறந்தது. கிளைமா என்ற சொல் சரிவு அல்லது சாய்வு எனப் பொருள்படும். இங்கு சரிவு அல்லது சாய்வு என்பது புவியின் தளத்திற்கும் சூரியனின் உயரத்திற்கும் இடையே உள்ளகோணத்தைக் குறிப்பதாகும். லோகோஸ் (Logos) என்றால் பயிலுதல் (Study) எனப் பொருள் கொள்ளப்படுகிறது. காலநிலையில் என்பது காலநிலை பற்றிப் பயிலுதல் ஆகும். புவியியல் என்பது பிரதேச வேறுபாட்டை (Regional Differentiation) ஆராயும் ஓர் அறிவியல் பயிற்சிஆகும்.

காலநிலையியலின் நோக்கம் (Aims of Climatology)

காலநிலையியல் என்னும் அறிவியில் காலநிலையின் தன்மை மற்றும் காலநிலை இடத்திற்கு இடம் எவ்வாறு மாறுபடுகின்றது என்பதை விளக்குகின்றது. காலநிலை பிற இயற்கைச் சூழ்நிலைக் கூறுகளுடன் சேர்ந்து மக்களின் பல்வேறு பொருளாதார மற்றும் சமூகச் செயல்பாடுகளில் எத்தன்மையத் தொடர்புடையது என்பதை விளக்குவதே காலநிலையியலின் ஆழ்ந்த நோக்கமாகும். காலநிலைக் கூறுகள் பற்றிய பல்வேறு புள்ளிவிவரங்களைச் சேகரித்து பகுத்தாய்ந்து தொடர்புபடுத்தி விவரணம் செய்வதே காலநிலையியலில் தேர்ந்தெடுக்கப்பட்ட குறியிலக்கமாகும். காலநிலையியல், வளியியலுடன் (Meteroloy) நெருங்கிய தொடர்புடைய அறிவியற் பிரிவாகும். வளியியல் என்பது வளிமண்டலத்தில் நாள் தோறும் நிலவும் வானிலைப் கூறுகளையும் அதற்குரிய காரணங்களையும் ஆய்வதாகும். வளிமண்டலச் செயல்முறைகளை இயற்பியல் விதிகளின்

உதவியுடன் விவரணம் செய்வது வளியியல் ஆகும். வளிமண்டல ஆய்வியல் என்பது வளி மண்டலத்தின் மேலடுக்குகளின் பௌதீகத் தன்மையை ஆராயவும் ஓர் அறிவியல் பிரிவாகும். இவ்வறிவியலும் இவ்வளிமண்டல ஆய்வியலும் காலநிலையியலுடன் நெருங்கிய தொடர்பு உடையவை.

வானிலை (Weather)

வானிலை என்பது ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் வளி மண்டலத்தில் ஏற்படக்கூடிய மாறுதல்களை (வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்று மற்றும் ஈரப்பதம், மேகமூட்டம், பொழிவுகள் மாற்றம் காண்புறல்) (Visibility) குறிப்பதாகும்.

காலநிலை (Climate)

காலநிலை என்பது நீண்டகால அளவில் வளிமண்டலத்தின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்று, ஈரப்பதம் போன்றவற்றை ஆராய்ந்து தொகுக்கப்பட்ட சராசரி ஆகும். சுருங்கக்கூறின் சராசரி வானிலையைக் காலநிலை என விளக்கலாம்.

வானிலை மற்றும் காலநிலையின் அடிப்படை கூறுகள்:

(Elements of Weather and Climate)

காலநிலையும், வானிலையும் ஒன்று போல தோன்றினாலும் அவைகளின் நோக்கங்கள் சற்று மாறுபடுகின்றன. எனினும் இவ்விரண்டின் அடிப்படைக் கூறுகள் ஒன்றே. இவ்விரண்டின் கூறுகள் பின்வருமாறு.

1. வளிமண்டலத்தின் வெப்பநிலை (Temperature)

இதனை 'செல்சியஸ் அல்லது பாரன்ஹீட்' முறையில் அளக்கின்றனர். பூமியின் சராசரி வெப்பநிலை 15^0 செல்சியஸ் (59^0கு) ஆகும். வெப்பநிலையை, வெப்பமானி மூலம் அளக்கின்றனர். வெப்பமானியானது பூமியிலிருந்து 1.5 மீ உயரத்தில் அமைக்கப்பட்டு வெப்பநிலை கணக்கிடப்படுகிறது.

2. வளிமண்டல அழுத்தம்(Pressure)

கடல் மட்டத்திலிருந்த வளிமண்டல உச்சிவரை உள்ள காற்றுப்பகுதி ஏற்படுத்தும் எடை 14.7 பவுண்ட் ஆகும். நடைமுறையில் அழுத்தமானது மெட்ரிக் முறையில் மில்லிபார் மூலம் அளவிடப்படுகிறது. SI அலகில் இது கிலோ பாஸ்க் (kpa) ஆகும். கடல் மட்டத்தில் வளிமண்டல அழுத்தம் 1013.2அடி அல்லது 1.013 மிய ஆகும் வானிலை வரைபடங்களில் ஐசோபார் எனப்படும் சம அழுத்தக் கோடுகள் மூலம் வானிலை அறியப்படுகிறது. இங்கு ஐசோபார் என்பது சம அழுத்தம் நிலவும் இடங்களை இணைக்கும் கோடாகும்.

3. **வளிமண்டல ஈரநிலை** (Humidity)

காற்றில் கலந்துள்ள நீராவியை அறிய இது பயன்படுகிறது. ஒப்பு ஈரநிலை மூலம் இதனை நன்கு அறியலாம். அதாவது காற்றிலுள்ள நீராவிக்கும், அந்தக் காற்று ஏற்றுக்கொள்ளும் நீராவியின் அளவிற்கும் இடையே உள்ள விகிதமே ஒப்பு ஈரநிலை ஆகும்.

4. **<u>காற்றோட்டத்தின் திசை மற்றும் வேகம் (Wind direction and Speed)</u>**

இதன் அலகு Knots–kt MFk;. one knot = 0.52m/sec. இந்த காற்றோட்டத்தின் மூலம் மேகங்கள் ஓரிடத்திலிருந்த மற்றொரு இடத்திற்குச் செல்லுகின்றன.

5. **<u>மேகங்களின் தன்மைகள் (Types of Clouds</u>)**

வளிமண்டலத்தில் பல்வகைப்பட்ட மேகங்கள் உள்ளன. இதில் மழைதரும் மேகங்களை அறிவதன் மூலம், வானிலையை நன்கு அறிய முடிகிறது.

6. **<u>மழையின் அளவு (Rainfall rate)</u>**

இதில் வருடம், மாதம் மற்றும் நாள் என்ற அடிப்படையில் ஓரிடத்தின் மழையானது, மழைமானியின் மூலம் அளவிடப்படுகிறது.

<u>7. பனி (Snow)</u>

பனி விழுகின்ற முறை மற்றும் அவற்றின் அளவு ஆகியவற்றை அறிவதன் மூலம் வானிலையை நன்கு முன்னிறிவிக்க முடியும். இவைகளே காலநிலை மற்றும் வானிலையின் கூறுகள் ஆகும். அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகள் போன்ற பெரிய பரப்பளவை உடைய நாடுகளில் ஒரே நேரத்தில் பல்வேறுபட்ட வானிலைகள் நிலவுகின்றன. இங்கு நிலவும் வானிலை, வெப்பநிலை, காற்றோட்டம், மேகம் மற்றும் பிற மூலங்களைக் கொண்டு அறியப்படுகிறது. இதனுடைய தகவல் கூறுகளைக் கொண்டு சமநோக்கு வரைபடம் (Synoptic Chart) வரையப்படுகின்றது.

<u>வளிமண்டலம் (Atmosphere</u>)

வளிமண்டலம் என்பது புவியைச் சுற்றி அதன் மேற்பரப்பில் சுமார் 1000 கி.மீ உயரம் வரை பரவியிலிருக்கும் வாயுக்களால் ஆன தொகுப்பாகும். இதனுடைய வயது 500 மில்லியன் (1 மில்லியன் = 10 இலட்சம்) ஆண்டுகள் என அறிவியல் அறிஞர்கள் கருதுகின்றனர். எப்பொருளையும் தன் மையத்தை நோக்கி இழுத்துக் கொள்ளும் ஒரு விசைக்கு நிறை ஈர்ப்பு விசை என்று பெயர். இவ்விசையே வளிமண்டலம் புவியைச் சுற்றி அமையக் காரணமான விசையாகும். இந்த ஈர்ப்பு விசை குறைவாக உள்ள கோள்கள் மற்றும் துணைக்கோள்களில்

வளிமண்டலம் இல்லை. எடுத்துக்காட்டாக சந்திரனைக் குறிப்பிடலாம். இங்கு ஈர்ப்பு விசை குறைவாக இருப்பதால் இதன் மேற்பரப்பில் வளிமண்டலம் இல்லை. புவியின் மீது காணப்படும் வளிமண்டலம் புவியின் சுழற்சியுடனே சுற்றி வருகிறது. வளிமண்டலம் நிறமற்ற, மணமற்ற, சுவையற்ற, மனிதர்களாக உணரமுடியாத வாயுக்களைக் கொண்டது. இதில் அடர்த்தி அதிகமாக வாயுக்கள் அடிப்பகுதியிலும், குறைவானவை மேற்பகுதியிலும் காணப்படுகின்றன. இவ்வளிமண்டலத்தில். இயற்கை மாற்றங்களுக்கு ஏற்ப விரிவடைதல், சுருங்குதல், சுருங்குதல், போன்ற பல இயற்பியல் நிகழ்வுகள் நடைபெறுகின்றன. வளிமண்டலத்தின் மொத்த நிறையில் 99 சதவிகிதம் சுமார் 32 கி.மீ உயரத்திற்குள்ளேயே காணப்படுகிறது. வளிமண்டல அழுத்தம் உயரே செல்லச் செல்ல குறைந்துகொண்டே செல்கிறது.

வளிமண்டலத்தின் கூட்டமைப்பு (Composition of Atmosphere)

வளிமண்டலம் பல வாயுக்களின் கலவையாலானது. வாயுக்கள் தவிர, திட மற்றும் திரவப் பொருட்களும் வளிமண்டலத்தில் பொதிந்துள்ளன.

1. வாயுக்கள் (Gases)

i) வளிமண்டலத்தில் பல வாயுக்கள் உள்ளன. சில வாயுக்கள் மட்டும் நிலையான விகிதத்தில் காணப்படுகின்றன. மற்ற சில வாயுக்களின் விகிதம் இடத்திற்கு இடம், காலத்திற்குக் காலம் வேறுபடுகின்றது. நைட்ரஜன் மற்றும் ஆக்சிஜன் ஆகிய இரு வாயுக்களின் பங்கு வளிமண்டல மொத்த கனஅளவில் 99 சதவீதம் ஆகும். மற்ற வாயுச் அளவு ஒரு சதவீத அளவிற்கும் குறைவே.

ii) வளிமண்டலத்தின் காணப்படும் வாயுக்களில் மிகவும் முக்கியமானது ஆக்சிஜன். ஏனெனில் இந்த வாயு இல்லையெனில் உயிர்கள் வாழ இயலாது. மேலும் எரிதல் வினையாக்கத்திற்கு இவ்வாயு மிகவும் பயன்படுகின்றது. ஆக்சிஜன் இல்லாமல் எந்தப் பொருளும் எரியாது. வளி மண்டலத்தின் மொத்த கன அளவில் ஆக்சிஜனின் அளவு 20.94 சதவீதமாகும். நைட்ரஜன் என்ற வாயு வளிமண்டலத்தில் அதிகப்படியாக (78.08%) காணப்படுகின்றது.

iii) வளிமண்டலத்தில் கார்பன் டை ஆக்ஸைடின் அளவு 0.03 சதவீதம் தான் எனினும் இவ்வாயு முக்கியமான வாயுவாகக் கருதப்படுகின்றது. ஏனெனில் தாவரங்களின் ஒளிச்சேர்க்கையில் கார்பன் டை ஆக்ஸைடு பயன்படுகின்றது.

iv) வளிமண்டலத்தில் இவ்வாயுவின் அளவு சிறிது சிறிதாக அதிகரித்து வருகின்றது. இந்நிகழ்வு காலநிலை முக்கியத்துவம் வாய்ந்ததாகும். ஏனெனில் இது எளிதில் வெப்பத்தைக் கிரகித்தக் கொள்கின்ற தன்மை கொண்டது. புவி வெப்ப மடைதல் (Global Warning) பிரச்சனைக்கு இவ்வாயு ஒரு முக்கிய காரணி என்பதை நாம் அறிவோம்.

v) அடுத்த முக்கியமான வாயு ஓசோன் என்பதாகும். வளிமண்டலத்தில் இதன் அளவு 0.00006 சதவீதம் ஆகும். இதில் மூன்று ஆக்சிஜன் மூலக்கூறுகள் (O_3) உள்ளன. வளிமண்டலத்தில் 20 கிலோ மீட்டர் முதல் 30 கிலோ மீட்டர் உயரப்பகுதியில் இவ்வாயு செறிந்த காணப்படுகின்றது.

vi) வளிமண்டலத்தில் ஆர்கான் வாயுவின் அளவு 0.93 சதவீதம் உள்ளது. நியான், மீத்தேன், ஹீலியம், ஹைட்ரஜன் போன்ற வாயுக்கள் மிகக் குறைந்த அளவில்தான் காணப்படுகின்றன. வளிமண்டலத்தில் நைட்ரஜன் ஆக்ஸைடு, சொனான், சல்பர் டை ஆக்ஸைடு, கார்பன் மோனக்ஸைடு போன்ற வாயுக்ளும் இருப்பதற்கான தடயங்கள் கண்டுணர்த்தப்பட்டுள்ளன.

2. <u>நீராவி (Water Vapour)</u>

i) நீர், ஆவி உருவில் நீராவியாக வளி மண்டலத்தில் பரவி உள்ளது. சூரிய வெப்பத்தினால் நீர் நிலைகளிலிருந்தும் நிலத்திலிருந்தும் தாவரங்களிலிருந்தும் தாவரங்களின் திசுக்களிலிருந்தும் நீரானது, ஆவியாக மாறி வளிமண்டலத்தில் சேர்க்கப்படுகின்றது.

ii) நீர் நீராவியாக மாற வெப்பத்தினைத் தன்னகத்தே எடுத்துக்கொள்கிறது. இது நீராவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் எனப்படும் (Latent Heat of Evaporation) நீராவி, திரவமாக மாறும் போது வெப்பம் வெளியேறுகிறது. இதற்குத் திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் (Latent Heat of Condensation) என்று பெயர்.

iii) நீராவி வளிமண்டலத்தில் வெப்பம் பரிமாற்றம் மற்றும் வெப்பச் சமநிலை ஆகியன நிகழக் காரணமாக அமைகின்றது. திரவமாதலுக்கும் மழைப் பொழிவுக்கும் ஆதார மூலமாக இருப்பது இந்த நீராவியேயாகும்.

3. <u>தூசித்துணுக்குள் (Dust Particles)</u>

வளிமண்டலத்தின் கீழ் அடுக்கில் எண்ணற்றத் தூசித் துணுக்குகள் காணப்படுகின்றன. வாயுக்கள் மற்றும் நீராவியினைத் தவிர்த்து, அனைத்துத் திடப் பொருட்களும் தூசித் துணுக்குகள் எனப்படுகின்றன. சான்றுகளாக உப்புத்துணு, மரத்தூள் மற்றும் மகரந்தப் பொடி ஆகிய துணுக்குகளைக் கூறலாம். இவை உருவ அளவில் வேறுபடுகின்றன. சில தூசித்துணுக்குகள் பார்வைக்குப் புலப்படக் கூடியவை. ஆனால் சில பார்வைக்குப் புலப்படாத மிக நுண்ணிய வகையகளாகும். வானில் ஆகாயம் மங்கல், சூரியன் எழுதல் மற்றும் மறையும்போது ஏற்படும் மங்கலான ஒளி போன்றவை, சூரியஒளி தூசிக்களில் பட்டுச் சிதறுவதன் மூலமே ஏற்படுகின்றன.

வளிமண்டல அடுக்குகள் (Layers of atmosphere)

வளிமண்டலம், வெப்பநிலை, வாயுக்களின் பங்கீடு அயனியாக்கம், மற்றும் நடைபெறும் வேதிவினை ஆகியவற்றை அடிப்படையாகக் கொண்டு பல அடுக்குகளாகப் பிரிக்கப்படுகிறது.

வெப்பநிலை அடிப்படையில்:

1. அடி அடுக்கு (Troposphere)
2. அடி வளிமுனை (Tropopause)
3. படையடுக்கு (Stratosphere)
4. படைவளி முனை (Stratopause)
5. இடையடுக்கு (Mesosphere)
6. இடைவளி முனை (Mesopause)
7. வெப்ப அடுக்கு (Thermosphere)
8. வெளி அடுக்கு (Exosphere)

வாயுக்களின் பங்கீட்டு அடிப்படையில் :

1. ஒருபடித்தான அடுக்கு (Homosphere)
2. பலபடித்தான அடுக்கு (Heterosphere)

வேதிவினை அடிப்படையில்:

1. வேதி அடுக்கு சுமார் 10-25 கி.மீ
2. வேதி வினை அற்ற அடுக்கு

அயனியாக்கம் அடிப்படையில்:

1. அயனி அடுக்கு (60 கி.மீ) (Ionosphere)
2. அயனி அற்ற அடுக்கு

வளிமண்டலத்தின் கட்ட அமைப்பு படம் 1-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

1. அடி அடுக்கு (Troposphere)

‘டிரோபோ’ என்ற சொல்லின் பொருள் தலைகீழாதல் ஆகும். இவ்வடுக்கில் பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து மேலே செல்லச் செல்ல காற்றின் வெப்பநிலை குறைகிறது. ஒரு கிலோ மீட்டருக்கு சுமார் 6.5^{0}ஊ வெப்பநிலை இவ்வடுக்கில் குறைகிறது. ஏனெனில் இவ்வடுக்கு புவியின் பிரதிபலிப்பினால் வெப்பப்படுத்தப்படுவதால் இவ்வாறு நிகழ்கிறது. இங்கு வெப்பச் சலன முறையில் காற்றானது இயங்குவதால் இதனை வெப்பச் சலன மண்டலம் எனவும் அழைக்கின்றனர்.

உயரம் அதிகரிக்க, அதிகரிக்க வெப்பநிலை குறைந்தால் அதனை ‘இயல்பு மாறுவீதம்’ (Normal lapse rate) என்று கூறுவர். இதன் அடிப்படையயில் இவ்வடுக்கு ஒரு இயல்பு மாறுவீத அடுக்கு என்பர். இங்கு மழை, இடி, மின்னல், மேகம், மூடுபனி முதலியன தோன்றுவதால் இவ்வடுக்கினை ‘வானிலை அடுக்கு’ (Weather Sphere) எனவும் அழைப்பர். மேலும் இதில் வெப்பநிலை மாறுபடுவதால் இதனை வெப்ப மாறு அடுக்கு எனவும் அழைப்பதுண்டு.

இந்த அடுக்கின் உயரம் இடத்திற்கிடம், காலத்திற்குக் காலம் மாறுபடுகிறது. துருவப்பகுதியில் இதன் உயரம் கடல் மட்டத்திலிருந்து 8. கி.மீ வரையிலும், பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் 16 கி.மீ வரையிலும் பரவியுள்ளது. இதனுடைய சராசரி உயரம் 12 கி.மீ. ஆகும். வெப்பநிலை அதிகமாகும்பொழுது இதன் உயரமும் அதிகரிக்கிறது. குளிர்காலத்தைவிடக் கோடைக்காலத்தில் அதிக உயரத்தில் இது காணப்படுகிறது. இவ்வடுக்கின் எல்லை முனை ‘அடிவளி முனை’ (Tropopause) எனப்படும். பொதுவாக விமானங்கள் 3 கி.மீ உயரத்திற்கும் கீழாகவே இவ்வடுக்கில் பறக்கின்றன. மேலும் வினாடிக்கு ஏறக்குறைய 100 மின்னல்கள் இங்கு உருவாகி பூமியைத் தாக்குகின்றது.

2. அடிவளிமுனை (Tropopause)

அடி அடுக்கின்மேல் எல்லைக்கு அடிவளிமுனை என்றுப் பெயர். இந்த அடுக்கு மெல்லியதாகவும், சமமில்லாத படுகையாகவும் உள்ளது. இவ்வடுக்கு அடிஅடுக்கையும், படையடுக்கையும் பிரிக்கிறது. இவ்வடுக்கில்தான் வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் (துநவ ளுவசநயஅள) உள்ளன. இதன் உயரம் பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் சுமார் 18 கி.மீ வரை பரவியுள்ளது. சுமார் 17 முதல் 20 கி.மீ உயரத்தில் இதனுடைய வெப்பநிலை -85^0 செ.கி. ஆகும். இங்கு சமவெப்பநிலை நிலவுகிறது. இவ்வடுக்கிற்கு மேல் வெப்பநிலை தலைகீழ் மாற்றம் (ஐளெநசளழைெ) ஏற்படுகிறது. அதாவது உயரம் அதிகரிக்க அதிகரிக்க வெப்பநிலையும் அதிகரிக்கிறது.

3. படையடுக்கு (Stratosphere)

Strato என்பதன் பொருள் ‘அடுக்கடுக்’ என்பதாகும். இவ்வடுக்கு அடுக்கடுக்காகவும் நிலையாகவும் உள்ளது. இங்கு வெப்பச் சலனம் ஏற்படுவதில்லை. இது சுமார் 16 கி.மீ முதல் 50 கி.மீ உயரம் வரை பரவியுள்ளது. இதில் மேகங்கள் இல்லை. தூசுக்கள் மற்றும் நீராவி ஆகியவை மிகவும் குறைந்த அளவிலேயே காணப்படுகின்றன. இதில் காற்றானது ஒரே சீராகவும், கிடைப் போக்காகவும் வீசுகிறது. இவ்வடுக்கில் தான் ஓசோன் படலம் சுமார் 22 கி.மீ உயரத்தில் பரவியுள்ளது. இங்கு ஓசோன், சூரிய ஒளியின் ஒரு அலைநீள பிரிவால் உருவாவதாலும் மற்றொரு அலைநீளப் பிரிவால் ஓசோன் அழிக்கப்படுவதாலும் இதனுடைய வெப்பநிலை அடி அடுக்கை விட உயர்ந்து காணப்படுகிறது. இதனை நேர்முறை வெப்ப அடுக்கு (directly heated layer) என அழைப்பர்.

இவ்வடுக்கில் காணப்படும் ஓசோனின் அளவானது பூமத்திய ரேகையிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அதிகரிக்கிறது. மேலும் வசந்த காலத்தில், அதனளவு அதிகமாகவும் இலையுதிர்காலத்தில் குறைவாகவும் காணப்படுகிறது. இந்த ஓசோன் மனித குலத்திற்குத் தீங்கு விளைவிக்கும் புற ஊதாக்கதிர்களைத் தடுத்து நிறுத்துகிறது. வளிமண்டலத்தின் அடி அடுக்கிலும் (Troposphere) சிறிதளவு ஓசோன் உள்ளது.

4. படை வளி முனை (Stratopause)

இது படையடுக்கையும், இடை அடுக்கையும் பிரிக்கிறது. படையடுக்கிலிருந்து உயரும் வெப்பநிலை, இவ்வடுக்கில் (சுமார் 50 கி.மீ) உயர்ந்தபட்ச நிலையை (Maximum) அடைகிறது. இங்கு குறைவான அழுத்தம் நிலவுகிறது.

5. இடை அடுக்கு (Mesosphere)

மீசோ என்றால் மையம் என்ற பொருளாகும். படை வளிமுனைக்குப் பிறகு மீண்டும் இங்கு காற்றின் சராசரி வெப்பநிலை குறைகிறது. அதாவது சுமார் 80 கி.மீ உயரத்தில் இவ்வடுக்கின் வெப்பநிலை -90^0 செ.கி. ஆகும். இவ்வடுக்கில் பல சிக்கலான வேதி வினைகள் நிகழ்கின்றன. படையடுக்கில் காணப்படும் ஓசோன் இங்கு மிகவும் குறைந்து விடுகிறது. இங்கு வாயுக்களின் அளவு குறைந்து இருப்பதால் அவைகளின் வெப்பத்தை உட்கவரும் திறனும் குறைந்துவிடுகிறது. இதனால் இதனுடைய வெப்பநிலை குறைந்து காணப்படுகிறது.

துருவப்பகுதிகளில் மேற்புற இடை அடுக்கில் மெல்லிய மேல அடுக்குகள் தோன்றுகின்றன. இதில் உள்ள துகள்களின் அடர்த்தி மிகவும் குறைவு. புவியிலிருந்து காணக்கூடிய இவ்வடுக்கின் மேகங்களை நாட்டி குளோன்டு மேகங்கள் (Noctilucent Clouds) என அழைக்கின்றனர். இங்கு அழுத்தம் மிகவும் குறைவு. 50 கி.மீ.ல் ஒரு ரீ ய யில் தொடங்கி 80 கி.மீ.ல் 0.01 ரீ ய என்ற அழுதத நிலையை எட்டுகிறது.

6. வெப்ப அடுக்கு (Thermosphere)

இவ்வடுக்கு சுமார் 80 கி.மீ உயரத்திற்கு மேல் நூற்றுக்கனக்கான கி.மீ வரை பரவியுள்ளது. இங்கு 250^0 செ.கி. முதல் 1500^0 செ.கி வரை வெப்பநிலை நிலவுகிறது. இந்த வெப்பநிலையே வளிமண்டல அடுக்கில் மிகவும் அதிகமான வெப்பநிலையாகும். எனவேதான் இதனை வெப்ப அடுக்கு என்கின்றனர். இங்கு நிலவும் வெப்பநிலை சூரியனின் ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்திற்கு ஏற்ப மாறுபடுகிறது.

100 கி.மீக்கு மேல் உள்ள வளிமண்டலப் பகுதிகளில், சூரியனிலிருந்தும், விண்வெளியிலிருந்தும் வரும் காஸ்மிக் கதிர்கள், ஓ கதிர்கள், புற ஊதாக்கதிர்கள் ஆகியவை பெரும் வெப்பநிலை மாற்றத்தை தோற்றவிக்கின்றன. அதாவது இவைகள் இவ்வுயர் அடுக்கில் உள்ள வாயுக்களுடன் வினைப்பட்டு வாயு அணுக்களிலிருந்து (Atom)

எலெக்ட்ரான்களை பிரித்துவிடுகின்றன. எலெக்ட்ரான்களை அணுவிலிருந்து பிரித்து எடுப்பதற்கு அயனியாக்கம் என்று பெயர். இவ்வகை அயனியாக்கத்தால், இவ்வடுக்கின் வெப்பிநிலை மிகவும் உயர்ந்து காணப்படுகிறது. இந்த அயனியாக்கத்தால் துருவ ஒளி (Aurora) எனப்படும் ஒளியியல் நிகழ்வு துருவப்பகுதிகளில் நிகழ்கிறது. வடகோளத்தில் இதனை யரசழசய யரளவசயடளை எனவும் அழைப்பர்.

7. <u>அயனி அடுக்கு (Ionosphere</u>)

சுமார் 60 கி.மீ உயரத்திற்கு மேல் உள்ள வளிமண்டலத்தை அயனி அடுக்கு என அழைக்கின்றனர். சூரியனிடமிருந்து வரும் புற ஊதாக்கதிர்கள், விண்வெளியிலிருந்த வரும் காஸ்மிக்கதிர்கள் இப்பகுதியில் உள்ள வாயு அணுக்களில் மோதி எலெக்ட்ரான்களை அணுவிலிருந்த பிரிகின்றன. இந்த அயனிகள் இந்த அடுக்கில் அதிகம் காணப்படுகின்றன. அயனியாக்கம் நன்கு நடைபெறுகிறது. இவ்வடுக்கு ரேடியோ அலைகளை வெகு தொலைவிற்கு அனுப்ப உதவுகிறது. இந்த அடுக்கு மேலும் பல சிறிய அடுக்குகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றது. அவை னுஇநுஇகுஇபு ஆகியனவாகும்.

i) D அடுக்கு : சராசரி 90 கி.மீ. உயரம் வரை பரவி உள்ளது. இதன்மூலம் குறைந்த அதிர்வெண் கொண்ட ரேடியோ அலைகளை வெகு தொலைவிற்கு அனுப்ப முடியும்.

ii) E அடுக்கு : இது 90 கி.மீ முதல் 130 கி.மீ உயரம் வரை பரவியுள்ளது. உயர் அதிர்வெண் ரேடியோ அலைகளை வெகு தொலைவிற்கு அனுப்ப உதவுகின்றது. இவ்வடுக்கு ஹீவிசைடு அடுக்கு (Kennelly – Heaviside) என்றும் அழைக்கப்படுகிறது.

iii) F அடுக்கு :இது பகலில் F1 மற்றும் F2 அடுக்குகளாகும் இரவில் இவ்விரண்டும் இணைந்தும் காணப்படும். கு என்ற அடுக்கு தொலை தூர ரேடியோ ஒலி பரப்பிற்கு பெரிதும் பயன்படுகிறது. F1 மற்றும் கு2 இரண்டும் சேர்ந்து ஆப்பிள்டன் அடுக்கு (Appleton layer) என்று அழைக்கப்படுகிறது.

G அடுக்கு இது சுமார் 400 கி.மீ. உயரத்திற்கு மேல் காணப்படுகிறது

<u>8. வெளி அடுக்கு (Exosphere</u>)

இவ்வடுக்கு வளிமண்டலத்தின் கடைசி பகுதியாகும். இதன் உயரம் சுமார் 500 கி.மீ முதல் 1000 கி.மீ வரை பரவியுள்ளது. இங்கு துகள்கள் குறைந்த அளவிலேயே உள்ளன. இதனால் துகள்கள் ஒன்றுடன் ஒன்று மோதுதல் மிகமிகக் குறைவாக ஏற்படுகிறது. துகள்கள் குறைந்த அளவில் மோதும் இவ்வளிமண்டல பகுதிக்கு வெளி அடுக்கு என்று பெயர். இவ்வடுக்கில் ஹைட்ரஜன் மற்றும் ஹீலியம் வாயுக்கள் காணப்படுகின்றன. வாயுக்களின் விதிப்படி இவைகள் இங்கு இயங்குகின்றன.

<u>சூரியக் கதிர்வீசல் (Insolation)</u>

Incoming Solar radiation என்ற ஆங்கிலச் சொற்றொடரில் உள்ள குறிப்பிட்ட எழுத்துக்களின் தொகுப்பே Insolation (In+Sol+ation) என்ற சொல்லாகும். இதனை தமிழில் சூரியக் கதிர்வீசல் என அழைக்கின்றனர் இந்த சொல் பூமியை நோக்கி வரும் சூரியக் கதிர்களின் அளவினை அறிய பயன்படுத்தப்படுகிறது.

வளிமண்டலத்தில் சுமார் 480 கி.மீ உயரத்தில் இதன் மதிப்பு அளவிடப்படுகிறது. இதனை பைரோனோ மீட்டர் என்ற கருவியின் மூலம் அளக்கின்றனர். வளிமண்டலத்தின் வெளிப்பரப்பை அடையும் கதிர்வீசலின் மதிப்பினை சூரிய மாறிலி என (Solar Constant) அழைப்பர். சூரிய மாறிலியை அறிஞர்கள் பின்வருமாறு வரையறுக்கின்றனர்: ஒரு சதுர செ.மீ பரப்பில் ஒரு நிமிடத்தில் சுமார் 1.94 கிராம ∴ கலோரி வெப்ப ஆற்றல் கிடைக்கிறது, அம்மதிப்பே சூரிய மாறிலி ஆகும்.

புவியின் மேற்பரப்பில் நிகழும் அனைத்து இயக்கங்களுக்கும், வளிமண்டலத்தில் அவ்வப்போது உண்டாகும் மாறுதலுக்கும் காரணமாய் உள்ள ஆற்றல் அனைத்துமே இந்த சூரிய ஆற்றலாகும். இந்த சூரிய ஆற்றல் 150 மில்லியன் கி.மீ தொலைவில் உள்ள பூமியைச் சென்று அடைகிறது.இந்த ஆற்றலை வெளியிடும் சூரியன் தொலைவிலிருப்பதால் சூரிய ஆற்றலின் மிகச்சிறிய ஒரு பகுதியே புவியின் சென்று அடைகிறது. இந்தக் குறைந்த வெப்பமே புவியின் மேற்பரப்பில் நிகழும் அனைத்து நிகழ்வுகளுக்கும் போதுமானதாக உள்ள சூரியனிலிருந்து புறப்படும் வெப்பம் மின்காந்த அலைவடிவில் சுமார் 8 நிமிடங்களில் பூமியை வந்து அடைகிறது.

புவியை நோக்கி வரும் கதிர்வீச்சின் மதிப்பு கீழ்க்காணும் நான்கு காரணிகளைப் பொறுத்து மாறுகிறது. அவை:

1. சூரியனின் வெளியீடு (Solar Output)
2. சூரியன் - புவிக்கு இடையேயுள்ள தொலைவு
   (Sun – earth distance)
3. சூரியக்கதிர்களின் விழுக்கோணம் (Angle of sun's rays)
4. பகலின் நீட்சி (Length of day)

<u>1.சூரியனின் வெளியீடு</u> :

சூரியனின் மையப்பகுதியில் நிகழும் அணுக்கரு வினையின் மூலம் வெளியேறும் ஆற்றல் கதிர்வீசல் மற்றும் ஹைட்ரஜன் சலனம் ஆகிய இரு முறைகளில் சூரியனின் மையப்பகுதியின் வெப்பநிலை 16ஒ 10^{6} ம ஆகும். சூரிய காந்தப்புல திசை மாற்றத்தால் சூரியனின் மேற்பரப்பில் அதாவது போட்டோஸ்பியரில் அவ்வப்போது பல மாறுதல்கள் நிகழ்கின்றன. இத்தகைய மாறுதல்கள் சூரிய மேற்பரப்பில் ஒரு வெப்பநிலை மாறுபாட்டை

ஏற்படுத்துகின்றன. இதன் விளைவாக பல கரும்புள்ளிகள் தோன்றுகின்றன. இந்தப் புள்ளிகளின் வெப்பநிலை அதனைச் சுற்றியுள்ள பகுதியின் வெப்பநிலையைவிட குறைந்துக் காணப்படும். இந்தக் கரும்புள்ளிகளை சூரியப்புள்ளிகள் (Sun Spot) என அழைக்கின்றனர். இந்தக் கரும்புள்ளிகள் தோன்றும் போது சூரிய மாறிலியின் மதிப்பில் ஒன்று முதல் இரண்டு சதவிகிதம் மாறுபாடு ஏற்படுகிறது. இந்த மாறுபாடு சூரிய மேற்பரப்பில் தோன்றும் கரும்புள்ளிகளின் எண்ணிக்கையைச் சார்ந்தது. இந்தப் புள்ளிகளின் எண்ணிக்கை சுமார் 11 ஆண்டுகளுக்கு ஒருமுறை அதிகரித்துக் குறைகிறது. மனித வரலாற்றில் குறுகிய பனிக்காலம் (Little ice age) எனப்படும் மிகக் குளிர்ந்த காலநிலை மாற்றத்திற்கு சூரியபுள்ளிகளின் குறைவே காரணமெனக்கண்டு அறிவியல் அறிஞர்கள் சூரியப்புள்ளிகளுக்கும், காலநிலைக்கும் இடையே உள்ள தொடர்பை நிலைநாட்டுகின்றனர்.மேலும் மரங்களின் மையப்பகுதியில் உண்டாகும் வளையங்களின் தடிமனுக்கும், சூரியப் புள்ளிகளின் எண்ணிக்கைக்கும் இடையே பல தொடர்புகள் இருப்பதாக அறிவியல் அறிஞர்கள் கருதுகின்றனர்

2. சூரியன் - புவிக்கு இடையேயுள்ள தொலைவு

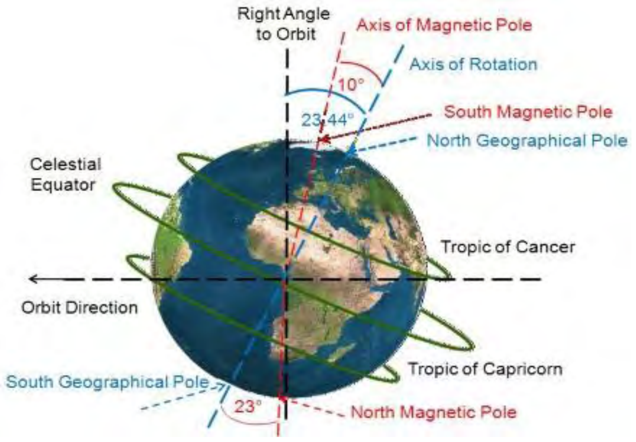
புவியானது தன்னைத்தானே சுற்றிக்கொண்டு சூரியனையும் சுற்றிவருகிறது. புவி ஒரு முறை தன்னைத்தானே சுற்றிவர சுமார் 24 மணிநேரமும், சூரியனை ஒரு முறை சுற்றிவர சுமார் 365¼ நாட்களும் ஆகின்றன. புவி தனது அச்சில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காகச் சுழலுகிறது. பூமி சூரியனைச் சுற்றி வரும் பாதை சிறிது நீண்ட வட்டமாக (Elliptical) உள்ளதால் ஜனவரி 3 ம் தேதியில் புவிக்கும், சூரியனுக்கும் இடையப்பட்ட தொலைவு 14,63, 18,000 கி.மீ என குறைந்துவிடுகிறது. இந்நிலையில் புவியானது வழக்கமாகப் பெறும் கதிர்வீச்சைவிட சுமார் 7 சதவிகிதம் கூடுதலாகப் பெறுகிறது. அவ்வாறே ஜீலை நான்காம் தேதியில் இவைகளுக்கு இடைப்பட்ட தொலைவு 15,12,97,000 கி.மீ என அதிகரித்துவிடுவதால் கதிர்வீச்சின் அளவு குறைந்து விடுகிறது.

3.சூரியக்கதிர்களின் விழுகோணம் (Angle of sun's rays)

புவியானது தனது அச்சில் $23\frac{1}{2}^0$ சாய்வாக உள்ளது. எனவே சூரியக்கதிர்கள் புவியின் எல்லாப் பரப்புகளிலும் சமமாகவும் செங்குத்தாகவும் விழுவதில்லை. பூமத்திய ரேகையில் இருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல சூரியக் கதிர்களின் செறிவு குறைகிறது. எனவே சூரியக்கதிர்கள், அவற்றின் விழுகோணம் அடிப்படையில் இருவகைகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. அவற்றில் சாய்வு கதிர்கள் (Oblique ray) பெரும் பரப்பை கடந்துச் செல்லுவதால் அவைகளின் வெப்பப்படுத்தும் திறன் குறைகிறது. நடு பகல் வேளையில் சூரியக்கதிர்கள் நேர்க்குத்தாக (Vertical ray) விழுகின்றன. இதனால் சூரிய உதயம் மற்றும் சூரிய அஸ்தமிக்கும் நேரத்தில் இருப்பதைவிட நடுபகலில் அதிக வெப்பம் உள்ளது. சம பகலிரவு காலங்களில் சூரியக்கதிர்கள் நேர்க்குத்தாக பூமத்தியரேகையில் விழுகின்றன. இப்பகுதியை விட்டு செல்லச் செல்ல வெப்பம் குறைகிறது. எனவே சாய் கதிர்கள் விழும் துருவப்பகுதிகளில் வெப்பநிலை குறைவாக இருக்கும்.

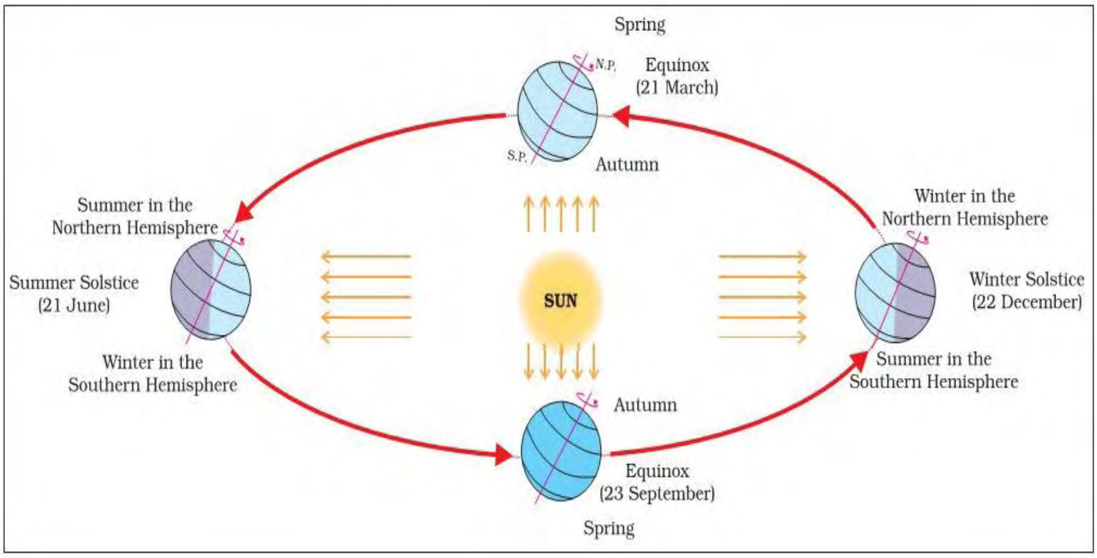
4.பகலின் நீட்சி

புவி சூரியனைச் சுற்றும் பாதைத் தளத்திற்கு $66½^0$ சாய்ந்துள்ளது. எனவே கோடையில் பகல் அதிகமாகவும், இரவு நேரம் குறைவாகவும் உள்ளது. குளிர்காலத்தில் பகல் நேரம் குறைவாகவும், இரவு நேரம் அதிகமாகவும் உள்ளது. வருடம் முழுவதும் பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் இரவு பகல் நேரம் ஏறத்தாழ சமமாக உள்ளது. புவியின் சுழற்சியினால் பகலின் நீட்சி மாறுபடுகிறது. பகல் நேரத்தின் அளவும் சூரியக்கதிர்களின். செறிவும் மாறுவதற்குக் காரணம் பூமியின் சுழற்சி அச்சின் சாய்வு (ஐஉெடயைவழைெ)இ பூமியின் சுழற்சி மற்றும் சுற்று ஆகும். இதன் காரணமாக பருவக்காலங்கள் (கோடை, இலையுதிர், குளிர், வசந்தம்) உண்டாகின்றன. பூமி சூரியனைச் சுற்றி வரும்பொழுது வருடத்தில் இருமுறை (மார்ச் 21 ம் தேதி செப்டம்பர் 23ம் தேதி) சூரியனின் கதிர்கள் பூமத்திய ரேகைக்கு செங்குத்தாக விழுகின்றன. இதனால் புவிக்கு இணையாகச் செல்லும் கதிர்கள் சரிபகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. அப்பொழுது பகலும், இரவும் சமமாக இருக்கும் இவ்விரு நாட்கள் சம பகலிரவு நாட்கள் (நுஙரைழெஒ) எனப்படும். இதில் மார்ச் 21ம் தேதியை இலையுதிர் சம பகலிரவு நான் எனவும் அழைப்பர். இப்பருவக் காலங்களில் பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் சூரியனின் பெருமளவு ஆற்றல் விழுகிறது. இப்பகுதியிலிருந்து துருவம் நோக்கிச் செல்லச் செல்ல ஆற்றல் குறைந்து கொண்டே வந்து துருவப் பகுதியில் மிகவும் குறைந்து விடுகிறது. இவ்விரு தேதிகளில் இரவும் பகலும் 12 மணிநேரமாகக் காணப்படும்.



Solstice – என்ற லத்தின் சொல்லின் பொருள் சூரியன் நிற்கிறது. (Sun Stands) என்பதாகும்.ஜீன் 21ம் தேதியும், டிசம்பர் 22ம் தேதியும் சந்தி நாட்களாகும். ஜீன் 21ம் தேதியில் புவியின் வட துருவம் சூரியனை நோக்கிச் சுமார் $23½^0$ வடபுறமாகப் பெயர்ச்சி அடைகிறது. ஆகையால் சூரியனின் நேர்குத்துக் கதிர்கள் கடக ரேகைப்பகுதியில் (Tropic of cancer 23 $½^0$ வடக்கு) செங்குத்தாக விழுகிறது. எனவே வட கோளமானது அதிகமான சூரிய ஒளியையும், தென் கோளம் குறைவான சூரிய ஒளியையும் பெறுகின்றன. அதாவது வடகோளத்தின் எல்லாப் பகுதிகளிலும் நிலையான சூரிய ஒளி விழும் தென் துருவத்தில்

சூரிய ஒளியே விழாது. டிசம்பர் 22ம் தேதியில் வட கோளப்பகுதியில் வெப்பம் மிகக் குறைவாகவும், தென்கோளப்பகுதி மிக வெப்பமாகவும் இருக்கும். இது குளிர் சந்தி (Winter Solstice) எனப்படும்.வருடாந்திர சூரியக் கதிர்வீச்சின் பங்கீட்டை அடிப்படையாகக் கொண்டு புவி பல மண்டலங்களாகப் பிரிக்கப்படுகின்றது.



.கடக ரேகைக்கும் (Tropic of cancer) மகர ரேகைக்கும் (Tropic of Capricorn) இடையில் ($23½^0$ வ முதல் 23½ தெ) இருக்கும் பெரும்பகுதியை வெப்பமண்டலப் பகுதி என அழைப்பர். இப்பகுதியில் அதிக வெப்பம் நிலவுகிறது. இது வெப்பமண்டலம் எனப்படும்.$23½^0$ முதல் $66½^0$ வரை உள்ள பகுதியானது மிதவெப்பமண்டலம் எனப்படும். அதாவது வடபகுதியில் கடகரேகைக்கும் ஆர்க்டிக் வட்டத்திற்கும்,தென்பகுதியில் மகரரேகைக்கும் அன்டார்க்டிகா வட்டத்திற்கும் இடையில் உள்ள பகுதியாகும். . $66½^0$ வ முதல் வடதுருவம் வரையிலும், $66½^0$ தெ முதல் தென்துருவம்வரையுள்ள பகுதிகளை குளிர் மண்டலம் (frigid zone) என அழைப்பர்.

சூரியக்கதிர்வீசல் வளிமண்டலத்தில் இழப்பு அடைதல்
(Atmospheric Depletion of Solar Radiation)

வளிமண்டலத்தைக் கடந்துதான் சூரியக் கதிர்வீசல் புவிப்பரப்பை அடைகிறது. வளிமண்டலத்தில் பயணம் செய்யும் தொலைவைப் பொறுத்தும் மற்றும் வளிமண்டலத்தின் தன்மையைப் பொறுத்தும் தான் இழப்பின் அளவு இருக்கும். பிரதிபலித்தல், சிதறடித்தல், கிரகித்தல் மற்றும் பரவுதல் ஆகிய செயல் முறைகளால் இவ்விழப்பு நேரிடுகிறது.

1. பிரதிபலித்தல் (Reflection)

எந்த ஒரு பொருளின் மீதும் படும் கதிர்வீசலும் சிறிதளவாவது பிரதிபலிக்கப்படுகின்றது. பிரதிபலிக்கும் அளவு பிரதி பலிப்புக்கெழு அல்லது ஆல்பிடோ

(யுடடிநனழ) எனப்படும். வளிமண்டலத்தில் உள்ள மேகம், தூசி, உப்புத் துணுக்கு போன்றவை சூரியக்கதிர்வீசலைப் பிரதிபலிக்கின்றன. சூரியக்கதிர்வீசலைப் பிரதிபலிப்பதில் மேகம் முக்கியப் பங்காற்றுகிறது.

2. சிதறடித்தல் (Scattering)

வளிமண்டலத்தில் உள்ள தூசிகள், உப்பு மற்றும் புகைத் துணுக்குகள் மற்றும் நீராவி ஆகியன சூரியக்கதிர்வீசலைச் சிதறடிக்கின்றன. சூரியன் உதயம் மற்றும் சூரியன் மறையும் போது சாய்வான சூரியக்கதிர்கள் வளி மண்டலத்தில்அதிகதூரம் பயணம் செய்ய வேண்டியுள்ளது. அப்போது ஒளிக் கற்றையில் இடம் பெற்றுள்ள சிவப்பு மற்றும் ஆரஞ்சு நிறங்கள் தவிர ஏனைய நிறங்கள் யாவும் சிதறடிக்கப்படுகின்றன. அதனால் இவ்விரு நிறங்கள் மட்டும்தான் நம் கண்களுக்குப் புலப்படுகின்றன. எனவே தான் காலைப் பொழுதிலும் மாலைப் பொழுதிலும் வானம் செந்நிறமாகத் தெரிகின்றதைக் காணலாம்.

3. கிரகித்தல் (Absorption)

பொருட்கள் சூரியக்கதிர்வீசலிலிருந்து வெப்பத்தினைக் கிரகித்துத் தம்முள் தக்கவைத்துக் கொள்ளக்கூடியவை. ஆக்ஸிஜன் மற்றும் ஓசோன் ஆகிய வாயுக்கள் அதிகம் கிரகிக்கக் கூடிய பண்பு கொண்டவை. நைட்ரஜன் குறைவான அளவுதான் கிரகிக்கக் கூடிய பண்புடையது. புற ஊதாக் கதிர்களை ஆக்ஸிஜன், ஓசோன்மற்றும்நீராவி போன்றவை கிரகித்து விடுகின்றன.

4. ஒளிபரவுதல் (Diffusion)

பொருளின் விட்டம், கதிரின் அலை நீளத்தை காட்டிலும் அதிகமாக இருப்பின் ஒளிச் சிதறலுக்குப் பதிலாக ஒளி பரவுதல் ஏற்படுகின்றது. இவ்வாறு பரவுகின்ற ஒளிக்கு மங்கலான ஒளி (வுறடைடைபாவ) எனப் பெயர். வளிமண்டலத்தில் உள்ள தூசுக்களும் மேகமும் ஒளியினைப் பரவச் செய்கின்றன. இதனால் தான் சூரியன் எழும் முன்பும், மறைதலுக்குப் பின்னும் வெளிச்சம் காணப்படுகிறது.

வெப்பச்சமநிலை (Heat Balance)

புவியின் சராசரி வெப்பநிலை 15^0 செல்சியஸ் ஆகும். புவி தினமும் சூரிய சக்தியினைப் பெற்றாலும் அதன் வெப்பநிலை அதிகரிப்பது இல்லை. புவிப்பரப்பும், வளிமண்டலமும் சூரியனிடமிருந்து பெறுகின்ற வெப்பத்தில் பெரும்பகுதியை, அண்டத்திற்குத் திருப்பி அனுப்பி விடுகின்றன. சிறிதளவு நிலக்கரி, பெட்ரோலியம் போன்ற கரிமப் படிமங்களில் இவைஈர்க்கப்பட்டு அவற்றில் இருப்பாகச் சேமிக்கப்பட்டு இடம் பெறுகின்றது. இதனால் புவியில் வெப்பச்சமநிலை நிலவுகின்றது எனக் கருதப்படுகிறது.வளிமண்டலத்தின் மேல் எல்லையை அடையும் மொத்தக் கதிர்வீசலின் அளவு 1.94 கிராம் கலோரி ∴ ச.செ.மீ ∴ நிமிடம் ஆகும்.இந்த அளவினை 100 அலகு எனக்கொள்வோம். இதில் வெப்பம் மாறும்

மண்டலத்தில் ஓசோன் வாயுவினால் 3 அலகு வெப்பம் கிரகிக்கப்படுகின்றது. கார்பன்டை ஆக்ஸைடு ஓர் அலகையும், நீராவி 12 அளவுள்ள அலகையும், தூசிக்கள் இரண்டு அலகையும் கிரகித்துவிடுகின்றன.சூரியக்கமதிர்வீசலில் 21 அலகு (சதவீதம்) மேகத்தால் பிரதிபலிக்கப்படுகின்றது. புவிப் பரப்பு பிரதிபலிப்பது 4 சதவீதம். வளிமண்டலத்தில் சிதறல் மூலம் அண்டத்திற்குத் திருப்பப்படும் கதிர்வீசலின் அளவு 6 சதவீதமாகும்). ஆக புவியின் மொத்தப் பிரதிபலிப்புக்கெழு 31 அலகு. இது புவியின் பிரதிபலிப்புக்கெழு ரீடயநெவசல யுடடிநனழ)எனப் பெயரிடப்பட்டுள்ளது.

வளிமண்டலத்தில் கிரகிப்பது 21 அலகு. வளிமண்டலமும், புவிப்பரப்பும் பிரதிபலிப்பது 31 அலகு. ஆக மொத்தம் 52 அலகு. மீதமுள்ள 48 அலகு புவிப்பரப்பால் கிரகிக்கப்படுகின்றது. இந்த 48 அலகிலும் 27 அலகு நேரடியாகப் புவியை அடைகின்றது. மீதமுள் 21 அலகு வளிமண்டலத்தில் சிதறடிக்கப்பட்டு பரவுதல் மூலம் புவிப்பரப்பை வந்து அடைவதாகும். இதைத்தவிர, புவியின் நீண்ட அலைக் கதிர்வீசல் (113 அலகு) வளிமண்டலத்தை அடைந்து மேக மூட்டம் போன்றவற்றால் புவிக்குத் திருப்பப்படுவது 97 அலகாகும். ஆக மொத்தம் புவிப்பரப்பு பெறுவது 48,97ஸ்ரீ145 அலகாகும்.

வளிமண்டலம் பல வழிகளில் நேரடியாகக் கிரகிக்கும் சூரியக்கதிர்வீசலின் அளவு	21 அலகு
வளிமண்டலத்தை அடையும் புவிப்பரப்பின் கதிர்வீசலின் அளவு	113 அலகு
உள்ளுரை வெப்பமாக வளிமண்டலத்தை அடைவது	22 அலகு
உணர் வெப்பமாக வளிமண்டலத்தை அடைவது	10 அலகு
மொத்தம்	166 அலகு

- ------------

UNIT II

Horizontal and Vertical Distribution of Temperature-Range of Temperature-Diurnal Seasonal and Annual.

Distribution of Temperature

The amount of insolation is largely determined by latitude.thus, of all the factor controlling the distribution of temperature on the earth's surface,latitude is undoubtedly the most important.Distribution of temperature varies both horizontally and vertically. Let us study it under.

A) **Horizontal Distribution of Temperature** B**) Vertical Distribution of Temperature**

A) Horizontal Distribution of Temperature

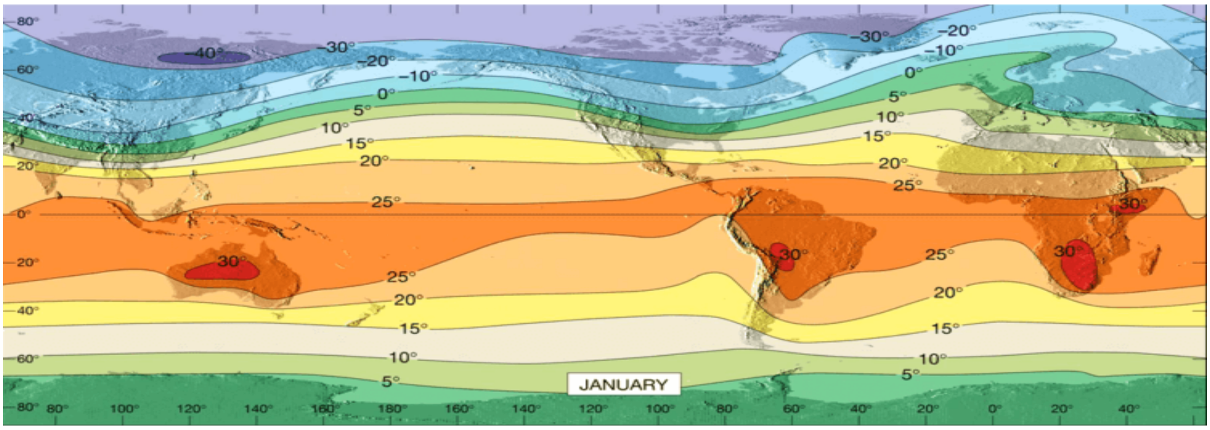
Distribution of temperature across the latitudes over the surface of the earth is called its horizontal distribution.On maps, the horizontal distribution of temperature is commonly shown by **isotherms**.Isotherms are line connecting points that have an equal temperature.When we analyse an isotherm map, it can be seen that the horizontal distribution of temperature is uneven.In general, equatorial region is hot and its temperature is high throughout theyear. Generally, from equator to polewards, temperature keeps on declining. Thelowest temperature is at and near the pole. Sun is almost vertical in the tropical zone,the annual average temperature varies between 220C to 260C. The 220C is at Tropic ofCapricorn, laying in the southern hemisphere. Along Tropics of Cancer, the annual average temperature is 240C.The reason behind the difference is that, southern hemisphere has more waterbodies while northern hemisphere has relatively more continental areas.Isotherm is an maginary line joining the places with same temperature are used to represent distribution of temperature

Horizontal Distribution of Temperature in January(seasonal distribution)

In January, the sun shines vertically overhead near the tropic of Capricorn. Hence, it is summer in southern hemisphere and winter in the northern hemisphere. The sun is overhead at the Trooopic of Capricorn b the end of third week of(dec 21) 23.50S.Entire southern

hemisphere witnesses bright sun,greater insolation leading to high temperature throughout.There is no wide and large landmass in southern hemisphere as compared to the northern.A high temperature is found over the landmasses mainly in three regions of the southern hemisphere. These regions are North-West Argentina, East and Central Africa, and Central Australia.Isotherm of 30°C closes them. In the northern hemisphere, landmasses are cooler than the oceans. As the air is warmer over the oceans than over landmasses in the northern hemisphere, the isotherms bend towards the north (poles) when they cross the oceans and to the south (equator) over the continents.

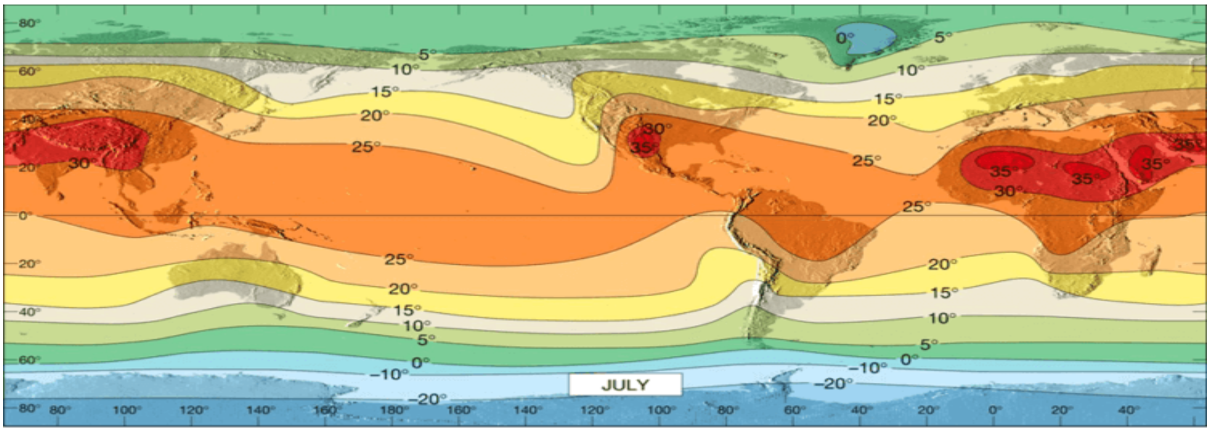
This can be clearly visible over the North Atlantic Oceans. The presence of warms ocean currents (Gulf Stream and North Atlantic Drift) make the Northern Atlantic Ocean warmer and the isotherms bend towards the poles. Over the land, the temperature decreases sharply and the isotherms bend towards the equator in Europe.In the southern hemisphere, the effect of the oceans is well pronounced (due to few landmasses).Here, the isotherms are more or less parallel to the latitudes and the variation in temperature is more gradual than in the northern hemisphere.



Horizontal Distribution of Temperature in July (seasonal distribution)

In July, the sun shines vertically overhead near the Tropic of cancer. Hence, high emperatures are found in the entire northern hemisphere. The sun is overhead at the Tropic of Cancer by the end of third week of June (June 21st) at 23.50N. Entire northern hemisphere witnesses bright sun, greater insolation leading to high temperature throughout. During northern hemisphere summer days, the isotherms turns towards northward over land as it is hotter than water.The regions having high temperature include South Western USA, the Sahara, the Arabia, Iraq, Iran, Afghanistan, desert region of India and China.However, the lowest temperature of 0°C is also noticed in the Northern Hemisphere during summer in the central

part of GreenlandDuring summer in the northern hemisphere, isotherms bend towards the equator while crossing oceans and towards the poles while crossing landmasses.Isotherms are wide spaced over oceans while they are closely spaced over landmasses.In July, the deviation of isotherms is not that much pronounced as in January.



The factors responsible for the uneven horizontal distribution of temperature are:

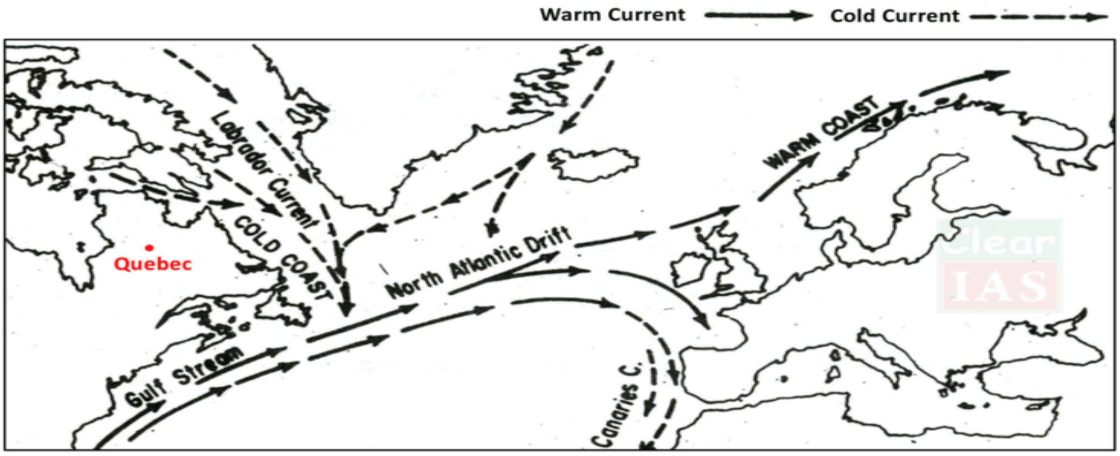
1. Latitude: In the previous article, we have studied that the angle of incidence of sun’s rays goes on decreasing from the equator towards the poles.Higher the angle of incidence, higher is the temperature. Similarly, lower the angle of incidence, lower is the temperature.This is why the temperature is higher near the tropical regions and decreases towards the poles

2. Altitude: As we all know, the temperature in the troposphere goes on decreasing with increase in height.Temperature decreases at an average rate of nearly 6 degree Celsius per 1000 m altitude, which is known as Normal Lapse Rate.

3. Land and sea contrast: Compared to land, the sea gets heated slowly and loses heat slowly. Land heats up and cools down quickly.As a result, the temperature is relatively higher on land during day time and it is higher in water during the night.Also, the places situated near the sea come under the moderating influence of the sea and land breezes which moderate the temperature.There are also seasonal variations in the temperature of land and sea. During summer, the air above land has a higher temperature than the oceans. But the air above oceans gets higher temperature than landmass in winter.Notwithstanding the great contrast between land and water surfaces, there are differences in the rate of heating of different land surfaces. A snow-covered land as in

polar areas warms very slowly because of a large amount of reflection of solar energy. A vegetation covered land does not get excessively heated because a great amount of insolation is used in evaporating water from the plants.

4. ocean currents : Ocean Currents are of two types – warm and cold.Warm currents make the coasts along which they flow warmer, while cold currents reduce the temperature of the coasts along which they flow.The North-Western European Coasts do not freeze in winter due to the effect of North Atlantic Drift (a warm current), while the Quebec on the coast of Canada is frozen due to the Cold Labrador Current flowing along it, though the Quebec is situated in lower latitudes than the North-West European Coast.



5.Air masses: Like the land and sea breezes, the passage of air masses also affects the temperature.The places, which come under the influence of warm air masses experience higher temperature and the places that come under the influence of cold air masses experience low temperature.

6. Vegetation cover: soil devoid of vegetation cover receives heat more rapidly than the soil under vegetation cover. Because vegetation cover absorbs much of sun's heat and then prevents quick radiation from the earth whereas the former radiates it more rapidly.Hence the temperature variations in densely forested areas are lower than those in desert areas.Note: Along with these, the other factors which are responsible for the uneven horizontal distribution of temperature are winds, nature of the soil, slope and aspect of the surface, relief features, etc.The horizontal distribution of temperature over the globe can be studied easily from the isotherm maps of January and July months since the seasonal extremes of high and low temperature are most obvious in both northern and southern hemispheres during these months.

B) Vertical Distribution of Temperature

We have already studied that the temperature in the troposphere decreases with an increase in the altitude.This vertical gradient of temperature is commonly referred to as the standard atmosphere or Normal Lapse Rate. However, this normal lapse rate varies with height, season, latitude and other factors.Indeed the actual lapse rate of temperature does not always show a decrease with altitude.This drop is 6.50C / km of asent.It is also terrrmed as vertical temperature gradient.The normal lapse rate is not always the same but it differs depending upon height,seaon,latitude or other numerous local factors.Amount of terrestrial radiation reaching the altitude and Density of air to absorb the heat energy at higher altitude.As both the above said factors decrease with altitude, the temperature also decreases.

Inversion of Temperature

- The phenomenon in which temperature increases with increasing altitude temporarily and locally under certain conditions is known as inversion of temperature.
- Inversion is usually of short duration but quite common nonetheless.
- Long winter night, clear sky, dry air and absence of winds leads to quick radiation of heat from the earth's surface, as well as from the lower layers of the atmosphere.
- This results in the cooling of the air near the earth's surface. The upper layers which lose their heat not so quickly are comparatively warm.
- Hence the normal condition, in which temperature decreases with increasing height, is reversed. The cooler air is nearer the earth and the warmer air is aloft.
- In other words, temperature increases with increasing height temporarily or locally.
- The phenomenon of inversion of temperature is mostly observed in intermontane valleys due to air drainage.
- During winters the mountain slopes cool very rapidly due to the quick radiation of heat.
- The air resting above them also becomes cold and its density increases. Hence, it moves down the slopes and settles down in the valleys.
- This air pushes the comparatively warmer air of valleys upwards and leads to the phenomenon of inversion of temperature.
- Sometimes the temperature falls below freezing point in the valleys leading even to the occurrence of frost. In contrast, the higher slopes remain comparatively warmer.
- This movement of heavy and dense cold air towards the valley slopes almost like water is termed as air drainage.

. ## The Mean Annual Temperature Distribution

• The Isotherms are imaginary lines joining places having equal temperature.General characteristics of isotherms .Generally; follow the parallels sudden bends at ocean-continent boundaries**.**

• Due to differential heating of land and water and due to ocean currents.

Spacing between isotherms

• Narrow spacing between isotherms indicate high thermal gradient (rapid change in temperature).

• Wide spacing between isotherms indicate low thermal gradient (small or slow change in temperatures).

General Temperature Distribution

• The lowest temperatures occur in polar and sub-polar regions and the interiors of large continental subpolar regions due to the effect of continentality (far from the moderating effect of the seas).

• Diurnal (daily) and annual range of temperatures are highest in the interiors of continents due to **continentality**.

• Temperature gradients are usually low over the eastern margins of continents because of warm ocean currents.

• While passing through an area with warm ocean currents, the isotherms show a poleward shift.

• E.g. North Atlantic Drift and Gulf Stream in Northern Atlantic; Kurishino Current and North Pacific current combined in Northern Pacific.

• Temperature gradients are usually high over the western margins of continents because of cold ocean currents.

Anual Temperature Range

The difference between the warmest and coldest monthly means is called the annual range of temperature.It varies greatly from place to place, There is a time-lag also, Usually the lowest monthly mean occur a month, or on occasions two motnths after the winter solstice,while the hihest monthly mean generally occurs a month or two after the summer solstice,January and july generally represent the extreme months.

வெப்பக் கிடைப்பரவல
(Horizontal distribution of Temperature)

புவிப்பரப்பின் வெப்பநிலையில் இடத்திற்கு இடம் அதிக வேறுபாடு காணப்படுகின்றது. ஓரிடத்தின் வெப்பநிலையை நிர்ணயிப்பதில் அந்த இடத்தின் அட்சரேகை முக்கிய இடத்தை வகித்த போதிலும், மேலும் பல புவியியல் காரணிகளும் அட்ச ரேகையைப் போன்றே முதன்மையான காரணிகளாகப் பங்காற்றுகின்றன. அட்ச கோடுகளுக்கு இடையே காணப்படும் வெப்பநிலை மாறுபாட்டிற்கு கிடைமட்டவெப்பப்பரவல் என்று பெயர்.

சமவெப்பக்கோடுகள்

வரைபடங்களில் வெப்பக் கிடைப் பரவலைக் குறித்துக் காட்டச் சமவெப்பக் கோடுகள் (ஐளழவாநசஅள) பயன்படுத்தப்படுகின்றன. சம அளவு வெப்பநிலை கொண்ட பல்வேறு இடங்களை இணைத்து வரையப்படும் கோடு சமவெப்பக்கோடு எனப்படும்.

புவிப்பரப்பின் வெப்பக் கிடைப்பரவல்

பொதுவாக வெப்பநிலை, புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிக் குறைந்து கொண்டே செல்கின்றது. எனினும் இந்த நிலையிலிருந்து அதிக மாறுபாடு காணப்படுகின்றது. வெப்பநிலைப் பரவலை அட்சரேகை மட்டும்பாதிப்பதாக இருப்பின் சம வெப்பக்கோடுகள் அட்ச ரேகைக்கு இணையானச் செல்ல வேண்டும். சம வெப்பக்கோடுகள், பொதுவாக மேற்கு கிழக்காகச் சென்றாலும் அவை பல வளைவுகளையும் பல சிக்கலான அமைப்புகளையும் தம்மகத்தே கொண்டுள்ளன. கடலிலிருந்து தூரம், கடல் நீரோட்டங்கள், மலைத்தடைகள் மற்றும் மேகமூட்டம் ஆகிய காரணிகளும் ஓரிடத்தின் வெப்பநிலையை அதிக அளவில் பாதிக்கின்றன எனபது தெளிவாகின்றது.

வெப்பக் கிடைப்பரவலைப் பாதிக்கும் காரணிகள்
(Factors Affecting the Horizontal Distribution of Temperature)

புவிப்பரப்பில் இடத்திற்கு இடம் வெப்ப நிலை மாறுபடுகின்றது. இதனை வெப்பக் கிடைப்பரவல் எனலாம். புவிப்பரப்பில் பொதுவாக ஓர் இடத்தில் நிலவும் வெப்ப நிலை அவ்விடத்தை அடையும் சூரியக்கதிர் வீசலின் அளவைப்பொறுத்து அமையும். எனவே சூரியக்கதிர்வீசலின் அளவைப் பாதிக்கும் காரணிகளே, வெப்பக் கிடைப்பரவலைப் பாதிக்கும் காரணிகளாகவும் உள்ளன. புவிப்பரப்பில் வெப்பக் கிடைப்பரவலைப் பாதிக்கும் காரணிகள் பின் வருமாறு வரிசையிடப்பட்டுள்ளன.

1. அட்சரேகை (Latitude)
2. கடல் மட்டத்திலிருந்து உயரம் (Altitude)
3. கடலிலிருந்து தூரம் (Distance from the Sea)
4. நிலம் மற்றும் நீரின் பரவல் (Distribution of Land and Water)

5. கடல் நீரோட்டங்கள் (Ocean Currents)
6. வீசும் காற்று (Prevailing Winds)
7. மேகமூட்டம் (Cloud Cover)
8. மழைப்பொழிவு (Rain fall)
9. மலைத்தடைகள் (Mountain Barriers)
10. நிலச்சரிவு (Aspect)
11. நிலத்தின் தன்மை (Nature of Land)

1. அட்சரேகை (Latitude)

புவிப்பரப்பில் புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச்செல்ல வெப்பநிலை குறைந்து கொண்டே செல்கின்றது. புவியின் மேற்பரப்பை அடையும் சூரியக்கதிர்வீசலின் அளவு புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியில் அதிகமாகவும், துருவப் பகுதியில் குறைவாகவும் காணப்படுகிறது. புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியில் விழும் சூரியனின் செங்குத்துக் கதிர்கள் அதிக வெப்பத்தினைத் தரும். ஏனெனில் அவை வளிமண்டலத்தில் ஒப்பாகக் குறைவான தூரம் தான் பயணம் செய்கிறது. செங்குத்துக் கதிர்கள் சாய்வான கதிர்களைக் காட்டிலும் குறைவான பரப்பையே வெப்பப்படுத்தும் பண்புடையன.

துருவப்பகுதியை வந்தடையும் சாய்வான சூரியக் கதிர்கள் வளிமண்டலத்திலிருந்து நீண்ட தொலைவுப் பயணம் செய்வதால் அதிக இழப்பிற்கு உட்படுகின்றன. எனவே துருவப்பகுதியில் வெப்பநிலை குறைவாகவே காணப்படுகிறது. மேலும் செங்குத்துக் கதிர்கள் குறைவான பரப்பையும், சாய்வான கதிர்கள் அதிக பரப்பையும் வெப்பப்படுத்த வேண்டியுள்ளது.

2. கடல் மட்டத்திலிருந்து உயரம் (Altitude)

புவிப்பரப்பிலிருந்து உயரே செல்லச் செல்ல வளிமண்டலத்தில் ஒவ்வொரு கிலோ மீட்டர் உயரத்திற்கு 6.5^0 செல்சியஸ் என்ற அளவில் வெப்பநிலை குறைந்து கொண்டே செல்கின்றது வளிமண்டலக் கீழடுக்கில் உள்ள அதிக நீராவியும், தூசிகளும் கதிர்வீசலைஅதிக அளவில் கிரகித்துக் கொள்கிறது.தவிர காற்றின் அடர்த்தி உயரத்திற்கு ஏற்பக் குறைவதும் வெப்பநிலை குறைவதற்குக் காரணமாகின்றது. தாழ்அட்சரேகைப் பகுதிகளில் உள்ளமலைகளின் உச்சி பனியால் மூடி இருப்பதற்கும் உரிய காரணம் இதுவேயாகும்.

3. கடலிலிருந்து தூரம் (Distance from the Sea)

கோடையில் கடலுக்கு அருகில் உள்ள நிலப்பகுதியில் ஒப்பாகக் குறைவான வெப்ப நிலையும் தொலைவில் உள்ள நிலப்பகுதியில் அதிக வெப்பநிலையும் காணப்படுகிறது. மாறாகக் குளிர் காலங்களில் கடலுக்கு அருகில் உள்ள நிலப்பகுதியில் ஒப்பாக அதிக

வெப்பநிலையும், தொலைவில் உள்ள நிலப்பகுதியில் குறைவான வெப்பநிலையும் காணப்படுகிறது. ஏனெனில் கடலோரப் பகுதிகளில் கடற்காற்று வீசுவதால் கோடையில் மிதவெப்பமும், குளிர்காலங்களில் மிதக்குளிருமாகத் தென்படும். இதனால் வெப்பநிலை கடலோரப் பகுதிகளில் குறைவாகவும் உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் அதிகமாகவும் இருக்கிறது.

4. நிலம் மற்றும் நீரின் பரவல் (Distribution of Land and Water)

புவியின்மொத்தப்பரப்பு 510.1 மில்லியன் சதுரக் கிலோமீட்டர். இதில் நிலப்பரப்பு 29 சதவீதம், நீர்ப்பரப்பு 71 சதவீதம். நில நீர்ப்பரப்புகள் வெவ்வேறு வகையில் சூரியக்கதிர்வீசலை எதிர் கொள்கின்றன. நிலப்பரப்பு சூரியக்கதிர்களால் விரைவில் வெப்பமடைந்து விரைவில் குளிர்கின்றது. ஆனால் நீர்ப்பரப்பு மெதுவாக வெப்பமடைந்து, மெதுவாகவே குளிர்ச்சி அடைகின்றது. ஒரே அளவு சூரியக்கதிர் வீசலைப் பெறும் நில, நீர்ப்பரப்புகளுக்கு இடையே, வெப்பநிலை வேறுபாட்டிற்கு இதுவே காரணமாகும்.

நீரில் அதிக ஆழத்திற்கு சூரிய ஒளி மற்றும் வெப்பம் ஆகியன ஊருவிச் செல்லக் கூடிய தன்மை கொண்டவை. புவிப்பரப்பில் அவ்வாறு நிகழ்வதில்லை. அதிக ஆழத்திற்கு ஊடுருவிச் செல்லும் சூரிய ஒளி அதிக கன அளவு நீரினை வெப்பப்படுத்த வேண்டியுள்ளது. நிலத்தில் குறைந்த கனஅளவு நிலத்தையே சூரியன் வெப்பப்படுத்தும் நிலையிலுள்ளது.

சுய வெப்பம் (Specific Heat)

நீரின் சுயவெப்பம் நிலத்தின் சுயவெப்பத்தைக் காட்டிலும் மூன்று மடங்கு அதிகம். ஒருகிராம் பொருளின் வெப்ப நிலையில் ஒரு செல்சியஸ் உயர்த்திடத் தேவைப்படும் வெப்பம் அந்தப் பொருளின் சுயவெப்பம் எனப்படும்.

5. கடல் நீரோட்டங்கள் (Ocean Currents)

கடல் நீரோட்டங்கள் வெப்பத்தினைக் கடத்துகின்றன. வெப்ப நீரோட்டங்கள் அவை பாயும் பகுதிகளின் வெப்பத்தைக் உயர்த்துகின்றன. குளிர் நீரோட்டங்கள் அவை செல்லுமிடங்களில் வெப்பத்தைக் குறைக்கின்றன. அதேபோல வெப்ப நீரோட்டங்களைக் கடந்து வீசும் காற்று, அக்காற்று வீசும் பகுதிகளின் வெப்பத்தினை உயர்த்துகின்றது. குளிர் நீரோட்டங்களைக் கடந்து வீசும்காற்று, அப்பகுதியின் வெப்பத்தின் அளவைக் குறைக்கின்றது. உதாரணமாக வட மேற்கு ஐரோப்பாவின் காலநிலை மிதமாக இருக்கக் காரணம் அப்பிரதேசத்தை அடுத்துப் பாயும் வட அட்லாண்டிக் நீரோட்டம் (வெப்பமான கல்ப் நீரோட்டத்தின் தொடர்ச்சி) ஆகும். வட அமெரிக்காவின் வடகிழக்குக் கடற்கரையை அடுத்துப் பாயும் லாப்ரடார் குளிர் நீரோட்டம் காரணமாக அப்பகுதியின் வெப்பநிலை குறைவாகவே உள்ளது. உதாரணம் : அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டின் கிழக்குக் கடற்கரைப் பகுதியில் (40^0 வட அட்சரேகை) ஜனவரி மாத வெப்பநிலை 1^0 செல்சியஸ் முதல் 4^0 செல்சியஸ் வரை குறைவாகவே உள்ளது. இந்த இடத்தைக் காட்டிலும் உயர் அட்சரேகைப் பகுதியில் உள்ள

பிரிட்டன் மற்றும் ஸ்காண்டிநேவியா தீபகற்பப்பகுதியில் ஜனவரி மாத வெப்பநிலை இதே அளவு (1^0 செல்சியஸ் முதல் 4^0 செல்சியஸ் வரை) காணப்படுகிறது.

6.வீசும் காற்று (Prevailing Winds)

கடலோ அல்லது கடல் நீரோட்டமோ வெப்ப நிலையில் ஏற்படுத்தும் மாற்றம் அவற்றைக் கடந்து வீசும் காற்றின் தன்மையைப் பொறுத்து அமையும்.வெப்பமான நிர்ப் பகுதியைக் கடந்து வீசும், காற்று. அது வீசும் பகுதிகளின் வெப்பநிலையை உயர்த்திடும்வல்லமை பொருந்தியதாகும். அதேபோல் குளிர்ந்த நீர்ப்பகுதியைக் கடந்து வீசும் காற்று அது வீசும் பகுதிகளின் வெப்ப நிலையைக் குறைக்கும் தன்மையுடையதாகும்.

7. மேகமூட்டம் (Cloud Cover)

வளிமண்டலத்தில் மேகமூட்டம் சூரியக் கதிர்வீசலைப் பிரதிபலிக்கக்கூடியது. மேகமூட்டத்தின் பிரதிபலிப்புக்கெழு (ஆல்பிடோ) மேகத்தின் அடர்த்தி மற்றும் மேக அளவைப் பொறுத்து அமையும். மேலும் மேகமூட்டம் கதிர்வீசலைப் புவிப் பரப்பை அடையவிடாமல் தடுக்கக் கூடிய வலிமையுடையதாகும். அடர்த்தியான, முழுமையான மேகமூட்டம் கதிர் வீசலை முற்றிலும் தடை செய்யக்கூடிய பாங்குடையது. மேகமூட்டம் இல்லாத காலங்களில் சூரியக்கதிர்வீச்சு எவ்விதத் தடையும் இன்றிப் புவியை அடைந்து வெப்பப்படுத்தும். மேகமூட்டம் உள்ள காலங்களில் சூரியக்கதிர்வீசல் தடை செய்யப்படும்

8. மழைப்பொழிவு (Rainfall)

மழைப்பொழிவும் வெப்பநிலையைக் குறைக்கக்கூடிய காரணியாகும். உதாரணம் : ஜுன் மற்றும் ஜுலை மாதங்களில் தென் மேற்கு பருவக்காற்று மழையின் காரணமாக, கேரளாவில் வெப்பநிலை மட்டுப்படுத்தப்பட்டுகின்றது என்பதனை நாம் அறியலாம்.

9. மலைத்தடைகள் (Mountain Barriers)

மலைத்தடைகளும் ஓரிடத்தின் வெப்ப நிலையைக் கட்டுபடுத்தக்கூடிய காரணியாகும். மலைத்தடையால் ஏற்படும் பாதிப்பு காற்றின் தன்மைக்கு ஏற்ப அமைந்திருக்கும். மத்திய ஆசியாவிலிருந்து வீசும் குளிர்காற்று இந்தியாவை அடையாவண்ணம் இமயமலை தடுக்கின்றது. இமயமலை இல்லையெனில் குிர் பாலத்தில் வட இந்தியாவின் வெப்ப நிலை மிகவும் குறைவாகவே இருந்திருக்கும். மத்திய ஐரோப்பாவிலிருந்து வீசும் குளிர் காற்றால் தென் ஐரோப்பியப் பகுதி பாதிக்கப்படாமல் ஆல்ப்ஸ்மலை அரணாகப் பாதுகாக்கின்றது.

10.நிலச்சரிவு (Aspect)

சூரியனை நோக்கியுள்ள மலைச்சரிவு (Sunny Side or Adret) அதிக வெப்பத்தினைப் பெறும். அதற்குப் புறம்பாக உள்ள சரிவுப்பகுதி (Shaded Side or Ubac) குறைவான வெப்பத்தினைப் பெறும். வடகோளத்தில் மலைகளின் வடசரிவைக்காட்டிலும் தென் சரிவு

அதிக சூரிய ஒளியினைப் பெற்று வெப்பமாக இருக்கும். உதாரணம் : ஆல்ப்ஸ் மலையின் தென்சரிவு வடசரிவைக் காட்டிலும் அதிக வெப்பம் கொண்டிருப்பதால் தென் சரிவுப் பகுதியில் வேளாண்மையும், குடியிருப்புகளும் அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன.

11. நிலத்தின் தன்மை (Nature of Land)

நிலப்பரப்பின் தன்மைக்கு ஏற்றாற் போல வெப்பநிலை மாறுபடும். நிலத்தின் தன்மைக்கும் ஏற்பப் பிரதிபலிப்பும் இருக்கும். நிலத்தின் நிறமும் வெப்பநிலையில் மாறுபாட்டை ஏற்படுத்தக் கூடியது. கறுப்பு நிற மண் அல்லது அடர் நிற மண் வெப்பத்தினை விரைவாகப் பெற்று, விரைவாக வெயிளிடக் கூடிய பண்புடையது. ஓரிடத்தில் பரவியுள்ள தாவரமூட்டமும் வெப்பநிலையில் மாறுபாட்டை ஏற்படுத்தக் கூடிய காரணிகளில் ஒன்றெனெ அறிகிறோம்.

பருவ கால வெப்ப பரவல் (Seasonal distribution of Temperature)

புவிப்பரப்பில் வெப்பகிடைப்பரவல் பருவத்திற்கு பருவம் மாறுபடக் கூடியது. ஜனவரி மாதநிலை குளிர்கால நிலையாகவும் ஜுலை மாதநிலை கோடைகால நிலையாகவும் எடுத்துக்கொள்ளப்படுகின்றன.

ஜனவரி மாத வெப்பநிலைக் கிடைப்பரவல் (Distribution of Temperature in January)

வடகோளத்தில் அதிக நிலப்பரப்பு உள்ளதால் சமவெப்பக் கோடுகள் ஒழுங்கற்றும் நெருக்கமாகவும் காணப்படுகின்றது. தென்கோளத்தில் அதிக நீர்ப்பரப்பு உள்ளதால் சமவெப்பக்கோடுகள் சீராகவும் ஒன்றுக் கொன்று சற்று விலகியும் காணப்படுகின்றன. தென்கோளத்தைக் காட்டிலும் வடகோளத்தில் அதிக எண்ணிக்கையில் சமவெப்பக்கோடுகள் காணப்படுகின்றன. தென்கோளத்தில் கண்டங்களை விட்டுக் கடல்களில் செல்லும் சம வெப்பக்கோடுகள் சமச்சீரான அமைப்பினைக் கொண்டுள்ளன.

வடகோளத்தில் சமவெப்பக் கோடுகள் கண்டப் பகுதிகளில் புவிநடுவிக்கோட்டை நோக்கியும், கடல் பகுதிகளில் துருவத்தை நோக்கியும் வளைந்து காணப்படுகிறது. ஏனெனில் கண்டப்பகுதியில் வடக்கிலிருந்து வீசும் துருவக் குளிர்காற்று வெப்பநிலையைக் குறைத்து விடுகின்றது. மேலும் கண்டப்பகுதியை விடக் கடல் பகுதியில் அதிக வெப்பநிலை உள்ளது. காரணம் நிலப்பரப்பைக் காட்டிலும், நீர்ப்பரப்பு மெதுவாக வெப்பமடைந்து மெதுவாகக் குளிர்வதேயாகும். கண்டங்களின் வட பகுதியில் அதிகக் குளிராக உள்ளது. வட கிழக்குச் சைபீரியா, கிரீன்லாந்து போன்ற பகுதிகள் மிகக் குளிராக உள்ளன. மத்திய அட்சரேகைப் பகுதியில் கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதியைக் காட்டிலும் மேற்குப் பகுதி வெப்பமாக உள்ளது. கடலிலிருந்து வீசும் வெப்பமான மேலைக் காற்றே இதற்குக் காரணம்.

வெப்பக்கிடைப்பரவலில் வெப்பக் கடல் நீரோட்டங்களின் தாக்கம் வட கோளத்தில் சிறப்பாக உள்ளது. உதாரணமாக வடமேற்கு ஐரோப்பாவை அடுத்து வட அட்லாண்டிக்கில் பாயும் வட அட்லாண்டிக் நீரோட்டம் காரணமாக அப்பகுதியில் வெப்பநிலை அதிகமாக உள்ளது. நார்வே நாட்டின் கடலோரப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை அந்த அட்சரேகைக்கு இருக்க வேண்டிய அளவைக் காட்டிலும் 4^0 செல்சியஸ் அதிகமாக உள்ளது. எனவே சமவெப்பக்

கோடுகள் துருவம் நோக்கி நன்கு வளைந்து காணப்படுகின்றன. வடகோளக் கண்டப்பகுதிகளில் சம வெப்பக் கோடுகள் நெருக்கமாகக் காணப்படுகின்றன.

ஜனவரி மாதத்தின் மிகுவெப்பப் புவிநடுக்கோடு (Thermal Equator is a Line Joining the places having the Maximum Temperature) புவி நடுக்கோட்டிற்குத் தெற்கே, சுமார் 30^0 தென் அட்சரேகையை ஒட்டிச் செல்கின்றது. உச்ச வெப்பநிலை நிலவும் அனைத்து இடங்களையும் இணைக்கும் கோடு மிகு வெப்ப நிலநடுக்கோடு எனப்படும். தென் கோளத்தில் நிலம் மற்றும் நீர்ப்பரப்பு வேறுபாடு அதிகம் இல்லாததாலும், நீர்ப்பரப்பு பரப்பளவில் அதிகமிருப்பதாலும் சமவெப்பக் கோடுகளின் எண்ணிக்கை குறைவாகவும் ஒழுங்காகவும் நெருக்கமின்றியும் காணப்படுகின்றன.

ஜுலை மாத வெப்பநிலை கிடைப்பரவல்

ஜுலை மாத வெப்பநிலைக் கிடைப்பரவலில், வட கோளத்தில் சமவெப்பக் கோடுகள் ஒழுங்கற்றும், சமவெப்பக்கோடுகளின் எண்ணிக்கை குறைவாகவும், விலகியும் காணப்படுகின்றன. சூரியனின் செங்குத்துக் கதிர்கள் கடகரேகையில் விழுவதால், சம வெப்பக்கோடுகள் அனைத்தும் ஜனவரி மாதத்தில் இருந்ததைக் காட்டிலும் சற்று வடக்காக இடம் பெயர்ந்து காணப்படுகின்றன. மிகுவெப்பக்கோடு புவிநடுக்கோட்டிற்கு வடக்காக அமைந்துள்ளது. பொதுவாகச் சமவெப்பக் கோடுகள் கண்டப் பகுதிகளில் துருவம் நோக்கியும், கடல் பகுதிகளில் புவிநடுக்கோட்டை நோக்கியும் வளைந்து காணப்படுகின்றன. வடபசிபிக் பகுதிக்கும் அதனை அடுத்துள்ள நிலப்பகுதிக்கும் இடையே வெப்பநிலைச்சரிவு சற்று அதிகமாக உள்ளது. கண்டங்களின் உட்பகுதிகளிலும் கிழக்கு ஓரப் பகுதிகளிலும் வெப்பநிலைச்சரிவு குறைவாகவே உள்ளது. வட ஆப்ரிக்கா, தென்மேற்கு ஆசியா மற்றும் வடமேற்கு இந்தியா ஆகிய பகுதிகளில் வெப்பநிலை 32^0 செல்சியஸ் ஆக உள்ளது. தென்மேற்கு அமெரிக்காவிலும் அதிக வெப்பநிலை நிலவுகின்றது.

ஆண்டு சராசரி வெப்பநிலைக் கிடைப்பரவல்

அயன, உபஅயனப் பகுதிகள் ஆண்டு முழுவதும் அதிக சூரியக்கதிர்வீசலைப் பெறுவதால் இங்குதான் அதிக வெப்பநிலை காணப்படுகின்றது. இதற்கு மாறாக, துருவப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை குறைவாகவே உள்ளது. மிகுசமவெப்பக்கோடு புவிநடுக்கோட்டிற்கு வடக்காகச் செல்கின்றது. அயனப் பகுதியில் சவெப்பக்கோடுகள் ஒன்றுக்கொன்று விலகிக் காணப்படுவதால் வடக்கு தெற்காக வெப்பநிலைச்சரிவு குறைவாக உள்ளது. பெரும்பாலும் சமவெப்பக் கோடுகள் மேற்கு கிழக்காகச் செல்வதிலிருந்து வெப்ப நிலைக் கிடைப்பரவலைப் பாதிக்கும் முக்கிய காரணி அட்சரேகை என உறுதியாகின்றது. சமவெப்பக்கோடுகள் கடலிலிருந்து நிலம் நோக்கிச் செல்லும் போது பொதுவாக விலக்கம் அடைகின்றன.

வடஅட்லாண்டிக்கின் கிழக்குப் பகுதியில் சமவெப்பக்கோடுகள் துருவம் நோக்கி அதிகம் வளைந்து காணப்படுவதற்குரிய காரணம் அப்பகுதியில் பாயும் வெப்பமான வட அட்லாண்டிக் நீரோட்டமேயாகும். அது போல குரோசியோ வெப்ப நீரோட்டம் காரணமாக வட

பசிபிக்கின் மேற்குப் பகுதியில் சம வெப்பன்கோடுகள் துருவம் நோக்கி வளைந்து செல்கின்றன. குளிர் நீரோட்டங்களான லாப்ரடார் நீரோட்டம், பெங்குலா நீரோட்டம், கலிபோர்னியா நீரோட்டம், மற்றும் ஹம்போல்ட் நீரோட்டம் ஆகியவை பாயும் பகுதிகளை அடுத்துள்ள நிலப்பகுதிகளில் சமவெப்பக் கோடுகள் புவி நடுக்கோட்டை நோக்கி வளைந்து செல்லும் பாங்கினை உற்று நோக்கலாம்.

வெப்பநிலை செங்குத்துப்பரவல்
(Vertical Distribution of Temperature)

புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல வெப்பநிலை குறைந்து கொண்டே செல்வது போல புவிப்பரப்பிலிருந்து உயரே செல்லச்செல்ல வெப்பநிலை குறைகின்றது. சராசரியாக1 கிலோ மீட்டர் உயரத்திற்கு 6.5^{0} செல்சியஸ் என்ற அளவில் வெப்பநிலை குறைகின்றது. இந்த அளவு இயல்பான வெப்பக்குறைவு விகிதம் (Normal Laps Rate) எனப்படும். உயரம் சார் வெப்பநிலை மாற்றம் லேப்ஸ்ரேட் (Lapse Rate) எனப்படுகிறது. மேலும் லேப்ஸ் (Lapse) என்ற சொல் அதிக வெப்பநிலையிலிருந்து குறைந்த வெப்ப நிலையை மெதுவாக அடைவது என்ற பொருளைப் புலப்படுத்துவதேயாகும்.

வளிமண்டலம் புவிப்பரப்பின் நீண்ட அலைநீளம் கொண்ட கதிர்வீசலால் தான் பெருமளவில் வெப்பப்படுத்தப்படுகின்றது. மேலும் வெப்பத்தை கிரகிக்கும் நீராவி மற்றும் பிற வாயுக்கள் ஆகியன கீழடுக்கில் தான் அதிகமாக உள்ளன. எனவேதான் புவிப்பரப்பிலிருந்து உயரே செல்லச் செல்ல வெப்பநிலை குறைந்து கொண்டே செல்கின்றது.

வளிமண்டலக் கீழடுக்குப் புவியின் கதிர் வீசலால் வெப்பப்படுத்தப்படுவதால் மறைமுகமாக வெப்பமடையும் அடுக்கு (Indirectly Heated Layer) எனப்படுகின்றது. ஓசோன் அடுக்கில் ஓசோன் புற ஊதாக்கதிர்களைக் கிரகிப்பதால் வெப்பநிலை அங்கு அதிகமாக இருக்கும். இதற்கு நேரடியாக வெப்பமடையும் அடுக்கு (னுசைநஉவடல ர்நயவநன டுயலநச) என்று பெயர். வெப்பநிலை உயரத்தைப் பொறுத்து மாறாமல் அமையும் வளிமண்டல அடுக்கைச் சமவெப்ப அடுக்கு (Isothermal Layer) என்பர். வளிமண்டலத்தில் வெப்பக்குறை விகிதம் மாறுபடக்கூடியது. இதைக்கட்டுப்படுத்தும் காரணிகளாவன. 1. வெப்பப் பரிமாற்றம், 2. காற்றின் செங்குத்துச் சலனம், 3. திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் வெளிப்படுதல், 4. கதிர்வீசல் மூலம் வெப்ப இழப்பு ஏற்படுதல் மற்றும், 5புவிப்பரப்பிலிருந்து உணர்வெப்பமாகவெப்பப் பரிமாற்றம் ஆகியனவாகும்.

சூழ்நிலை வெப்பக்குறைவு விகிதம் பகலில் அதிகமாகவும், இரவில் குறைவாகவும் காணப்படுகிறது. குளிர்காலத்தைக் காட்டிலும் கோடைகாலத்தில் வெப்பக் குறைவு அதிகமிருக்கும். வளிமண்டல குறைவு (State) ஏற்றவாறு வெப்பக்குறைவு விகிதம் தென்படும். கோடையில் நிலப் பகுதியிலும், குளிர் காலத்தில் கடல் பகுதியிலும் வெப்பக்குறைவு விகிதம் அதிகமாக இருக்கும்.

புவிப்பரப்பிற்கும், வளி மண்டலத்திற்கும் இடையே நடைபெறும் வெப்பப் பரிமாற்றத்தைச் சரியாகப் புரிந்து கொள்ளச் செங்குத்து வெப்பநிலைப்பரவலைப் பற்றி அறிவது அவசியம்.

சராசரி வெப்பநிலை (Average Temperature)

வெப்பநிலை பல வகைகளில் பகுக்கப்பட்டு, குறித்துக் காட்டப்படுகின்றது. ஒரு நாளில் பதிவாகும் அதிகபட்ச வெப்பநிலை அந்த நாளின் உச்ச வெப்பநிலை (Maximum Temperature) எனப்படும். ஒரு நாளில் பதிவாகும் குறைந்த பட்ச வெப்பநிலை அந்நாளின் குறைந்த வெப்பநிலை (Minimum Temperaturந) எனப்படும். ஒரு மாத நாட்களின் உச்ச வெப்பநிலைகளைக் கூட்டிக் கண்டு பிடிக்கப்படும் சராசரி அளவு அந்த மாதத்தின் சராசரி உச்ச வெப்பநிலை எனக் கொள்ளப்படுகின்றது. அது போலவே மாதத்தின் சராசரி குறைந்த வெப்பநிலையும் கணக்கிடப்படுகின்றது. இது போலவே ஆண்டின் சராசரி உச்ச வெப்பநிலை, அனைத்து மாதங்களின் சராசரி உச்ச வெப்பநிலைகளைக் கூட்டிக் கண்டுபிடிக்கப்படுகின்றது. ஆண்டின் சராசரி குறைந்த வெப்ப நிலையும் இவ்வாறே கணக்கிடப்படுகின்றத. ஒரு நாளின் உச்ச மற்றும் நீச வெப்பநிலை ஆகியவற்றின் கூட்டுத் தொகையை இரண்டால் வகுத்து ஒரு நாளின் சராசரி வெப்பநிலை (Average Temperature) கணக்கிடப்படுகிறது. இதுபோலவே மாத சராசரி வெப்பநிலை மற்றும் ஆண்டுசராசரி வெப்பநிலையும் கணக்கிடப்படுகின்றது.

ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சுப் பரவலில் காணப்படும் முக்கிய அம்சங்கள்

1. புவி நடுக்கோட்டுப்பகுதி மற்றும் துருவப்பகுதிகளைக் காட்டிலும் மத்திய அட்சரேகைப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை வீச்சு அதிகமாகவே காணப்படுகிறது.
2. ஒரே அட்சரேகைப்பகுதியில் அமைந்த கடல்பகுதியைக் காட்டிலும் நிலப்பகுதியில் வெப்பநிலைவீச்சு அதிகமாக இருக்கும். குறிப்பாக அயனமண்டலத்தில் உள்ள கடல்களைக்காட்டிலும் கண்டப்பகுதிகளில் வெப்ப நிலைவீச்சு மிக அதிகம் என உணரலாம்.
3. பெரிய கண்டங்களில் உட்பகுதியில் வெப்பநிலை வீச்சு மிக அதிகம். சான்று : வட அமெரிக்கா மற்றும் ஆசியா ஆகிய கண்டங்களின் உட்பகுதிகளில் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு அதிகமாக உள்ளது. மிகப் பெரிய கண்டமான ஆசியாவின் உட்பகுதியில் உள்ள கிழக்கு சைபீரியாவில் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு சுமார் 56^0 செல்சியஸ் ஆகும். மத்திய ஆசியாவிலுள்ள, புவியின் மிகக் குளிர்ந்த இடமான வர்கோயான்ஸ்க்கில் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு 60^0 செல்சியஸாக உள்ளது.
4. மத்திய அட்சரேகைப்பகுதிகளில் கடல்களைக் காட்டிலும் கண்டங்களில் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு மிக அதிகம். ஏனெனில் நிலம் மற்றும் நீர்ப்பரப்புகள் வெவ்வேறு அளவில் வெப்பமடைவதும், குளிர்வதுமே இதற்குக் காரணிகளாக உள்ளன. சான்றுகள் கீழ் வருமாறு :

அ) 60^0 வட அட்சரேகைப் பகுதியில் அமைந்த சைபீரியவில் குளிர்கால (ஜனவரி) மாத வெப்பநிலை சுமார் 35^0 செல்சியஸ். அதே அட்சரேகையில் அமைந்த வட அட்லாண்டிக் பகுதியில் வெப்பநிலை 4.4^0 செல்சியஸ். இது நீர் மற்றும் நிலம் வெப்பமடைதல் வேறுபாட்டினை விளக்கவல்ல சிறந்த சான்றாகும்.

ஆ) வின்னிபெக்கும் (வடகனடா) பாரிஸும் ஒரே அட்சரேகைப் பகுதியில் (50^0வ) அமைந்து இருந்தபோதிலும் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு முறையே 39^0 செல்சியஸ் மற்றும் 16^0 செல்வியஸ் ஆகும். இதற்குக் காரணம் வடஅட்லாண்டிக்கலிருந்து வீசும் மேலைக்காற்று பாரீசின் வெப்பநிலையை மட்டுப்படுத்தி விடுவதேயாகும்.

இ) தென் கண்டங்களின் மத்திய அட்ச ரேகைப்பகுதியில் அமைந்த நிலப்பகுதியில் ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு 17^0 செல்சியஸாகும். அதே சமயம் கடல் பகுதியில் வெப்ப நிலைவீச்சு 6^0 செல்சியஸாகும்.

5. ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சு கண்டங்களின் மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கிய திசையை ஒத்தே அதிகரித்துச் செல்கின்றது.பருவ சராசரி வெப்பநிலைகளுக்கு இடையே உள்ள வேறுபாடே ஆண்டு வெப்பநிலைவீச்சு ஆகும்.

தினசரி வெப்பநிலை வீச்சு (Daily Range of Temperature)

ஒரு நாளின் உச்சம் மற்றும் நீசம் ஆகிய வெப்பநிலைகளுக்கு இடையே உள்ள வேறுபாடு தான் தினசரி வெப்பநிலைவீச்சு எனப்படும். ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சைக்காட்டிலும் தினசரி வெப்பநிலைவீச்சு வானிலை முக்கியத்துவம் வாய்ந்ததாகும்.

1. தினசரி வெப்பநிலையில் ஏற்படும் வேறுபாடு, சூரியக் கதிர்வீசலின் விழுகோணத்தைப் பொறுத்து இருக்கும். நண்பகலில் விழுகோணம் உச்சமாக இருப்பினும் உச்ச வெப்பநிலை நண்பகலில் பதிவாவது கிடையாது. ஓரிரு மணிநேரம் கழித்த பின்பே பதிவாகின்றது. இதற்கு உச்ச வெப்பநிலைப் பின்னடைவு (டுயப ழக வாந ஆயஒைஅரஅ) என்று பெயர். அதேபோல குறைந்த வெப்பநிலை அதிகாலையில் பதிவாகின்றது.
2. தினசரி உச்ச, குறைந்த வெப்பநிலைகளை மழைப்பொழிவு, மேகமூட்டம், காற்று போன்ற காரணிகள் பாதிப்பதற்கு ஏற்பவும் தினசரி வெப்பநிலை வீச்சு அமைந்திருக்கும். மத்திய அட்சரேகைப்பகுதிகளில் இக்காரணிகள் தான் பெரிதும் தினசரி வெப்ப நிலை வீச்சை பாதிப்பதாக உள்ளன.
3. தினசரி வெப்பநிலைவீச்சு துருவப் பகுதிகளில் குறைவு. ஏனெனில் இங்கு வெப்ப நிலை மிகக்குறைவாகவே பதிவாகிறது.
4. புவிநடுக்கோட்டுப்பகுதியில் தினசரி வெப்பநிலை வீச்சு, ஆண்டு வெப்பநிலை வீச்சைக் காட்டிலும் அதிகமாக இருக்கும். எனவே இப்பகுதிகளில் இரவு நேரங்களே குளிர்காலமாகக் கருதப்படுகின்றன.
5. கடற்காற்று வீசும் கடலோரப்பகுதிகளில் தினசரி வெப்பநிலை வீச்சுக் குறைவாக இருக்கும். கண்டங்களின் உட்பகுதிகளில் தினசரி வெப்பநிலை வீச்சு அதிகமாக

இருக்கும். இங்கு கடற்பண்பு கொண்ட காற்று வீசுவது இல்லை எனும் நிலையே இதற்குக் காரணமாகிறது.

6. மேகமூட்டம் உள்ள நாட்களில் தினசரி வெப்பநிலைவீச்சு குறைவாக இருக்கும். இவை சூரியக்கதிர்களைத் தடுத்து விடுவதால் பகல்நேர வெப்பநிலை அதிகரிப்பது இல்லை. இரவில் மேகமூட்டம் புவிப்பரப்பின் கதிர்வீச்சைத் தடுத்து, திரும்பப் புவிப்பரப்பிற்கே அனுப்பி விடுவதால் இரவுநேர வெப்பநிலை பெரிதும் குறைவது இல்லை.

7. பாலைவன்களில் மேகமூட்டம் இல்லாததால் பகலில் சூரியக்கதிர்கள் தடையின்றிப் புவிப்பரப்பை அடைந்து வெப்பப்படுத்தும். இரவில் புவியின் கதிர்வீசல் தடையின்றி வெளியேறுவதால் புவிப்பரப்பு மிகவும் குளிரும். எனவே மே மூட்டம் இல்லாத பாலைவனங்களில் தினசரி வெப்ப நிலைவீச்சு மிக அதிகமாக இருக்கும்.

8. காற்றின் கலக்கிவிடும் தன்மை காரணமாகக் காற்று வீசும் நாட்களில் அதிக வெப்பநிலை பதிவாவது இல்லை. எனவே தினசரி வெப்பநிலைவீச்சு காற்று வீசும் நாட்களில் குறைவாகவே இருக்கும்.

9. காற்றில்ஈரப்பதம் அதிகமிருப்பின் அது வெப்பத்தை அதிகம் கிரகித்துவிடுவதால்புவிப்பரப்பு குறைவாகவே வெப்பமடையும். எனவே காற்றில்ஈரப்பதம்அதிகமுள்ள இடங்களில் தினசரி வெப்பநிலைவீச்சுக் குறைவாகவே இருக்கும்.

BASICS OF CLIMATOLOGY

CODE: 18K4G07

Unit III: Atmospheric Pressure and Wind:

Vertical, Horizontal Distribution of pressure – Planetary, Periodic and Local Winds.

PREPARED BY

DR.T.PONNYIN SELVI

ASST.PROF.OF GEOGRAPHY, KNGAC.

UNIT-III

வளிமண்டல அழுத்தம்

புவியைச் சுற்றியுள்ள காற்றின் எடை முழுவதும் புவியின் மேற்பரப்பை அழுத்திக் கொண்டிருக்கின்றது. இந்த அழுத்தத்தையே நாம் காற்றழுத்தம் என்கிறோம். **வளிமண்டல அழுத்தம்** (Atmospheric Pressure) என்பது புவியின் வளிமண்டலத்தால் (Earth's atmosphere) அதன் மேற்பரப்பில் ஓர் அலகில் உணரப்படும் அழுத்தமாகும். காலநிலையின் பிற கூறுகளை நம்மால் உணர முடிவது போன்று, வளிமண்டலத்திலுள்ள காற்றின் அழுத்தத்தினை உணர இயலாது. நம்மைச் சூழ்ந்துள்ள வளிமண்டலக் காற்று புவியின் மீது ஏற்படுத்தும் அழுத்தமே (thrust) வளிமண்டல அழுத்தம் எனப்படும். காற்றுக்கு எடை உண்டு என்பதை நாம் அறிவோம். இந்தக் காற்றின் எடையே புவியின் மீது ஒரு அழுத்தத்தை ஏற்படுத்துகிறது. இதனையே வளிமண்டல அழுத்தம் என்கின்றனர்.

புவியீர்ப்பு விசையின் காரணமாக பெருமளவிலான வாயு மூலக்கூறுகள் புவியின் மேற்பரப்பில் தக்க வைக்கப் படுகின்றன. எனவே புவியின் மேற்பரப்பிற்கு மேலே செல்லச் செல்ல வாயு மூலக்கூறுகளின் அடர்த்தி குறைவதினால் வளிமண்டல அழுத்தமும் உயரத்திற்கு ஏற்றாற் போல் குறைகின்றது. புவியீர்ப்பு விசையே பெருமளவு தாக்கத்தினை எற்படுத்தினாலும் புவி மேற்பரப்பின் வெப்பநிலையும் வளிமண்டல அழுத்தினை நிர்ணயிக்கும் காரணிகளில் ஒன்றாகின்றது.

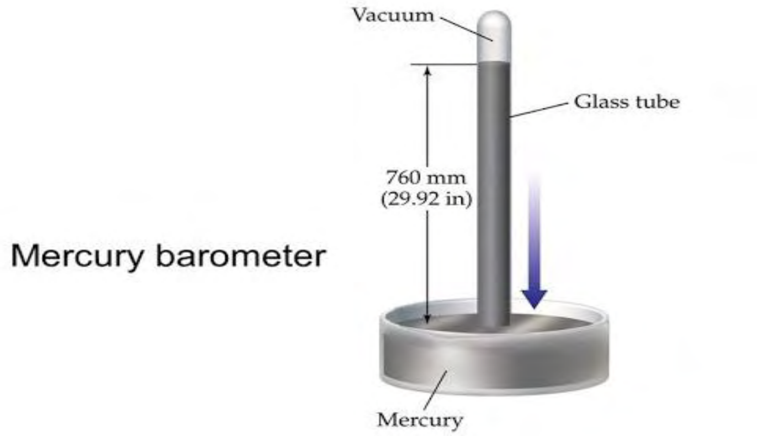
அழுத்தத்தின் அளவீடுகள்

காற்றின் அழுத்தம் 'பாரமானி' என்ற கருவியால் அளக்கப்படுகிறது. காற்றழுத்தம் மில்லிபார்' என்ற அலகின் மூலம் குறிக்கப்படுகின்றது. 1 சதுர சென்டிமீட்டர் பரப்புள்ள புவியின் மேற்பரப்பின் உயரே உள்ள மொத்த காற்றின் எடை 1 கிலோ கிராம் ஆகும். வளிமண்டலத்தின் எடை அல்லது வளிமண்டல அழுத்தம் பாதரசத் தொகுதி மட்டத்திற்கு ஏற்ப கணக்கிடப்படுகிறது. இது 760 மில்லி மீட்டர் உயரம் கொண்ட பாதரசத் தம்ப எடைக்கு சமம் என்று கணக்கிடப்படுகிறது. கடல் மட்டத்தில் காற்றின் அழுத்ததின் அளவு சராசரியாக 1013 மில்லி பார்களாக உள்ளது. ஒரு மில்லி மீட்டர் உயர பாதரசத் தம்பத்தின் எடை 1.333 மில்லி பார்கள். எனவே 760 மில்லி மீட்டர் (76 சென்டிமீட்டர்) உயர பாதரசத் தம்பத்தின் எடை 1013.25 மில்லிபார்கள் ஆகும். பொதுவாக வளிமண்டல அழுத்தம் 982 மில்லி பார் முதல் 1033 மில்லி பார் வரை வேறுபடக்கூடியது.

வளிமண்டல அழுத்தத்தை அளவிடப் பாதரச அழுத்தமானி, அனிராய்டு அழுத்தமானி, உயரஅழுத்தமானி , அழுத்தக்கோட்டுப்படம், நுண்பாரோகிராப் மற்றும் நுண்பாரோவேரியோகிராப் ஆகிய கருவிகள் பயன்பாட்டில் உள்ளன. பாதரச அழுத்தமானியை ஓரிடத்திலிருந்து மற்றொரு இடத்திற்கு எளிதில் எடுத்துச் செல்ல இயலாது.

வானூர்தி மற்றும் கப்பல் ஆகிய போக்குவரத்து வாகனங்களில் இதனைக் கையாள்வது கடினம். எனவே பாதரசம் இல்லாத அனிராய்டு அழுத்தமானி வாயிலாக வளிமண்டல அழுத்தம் கணக்கிடப்படுகிறது.

அழுத்தமானி

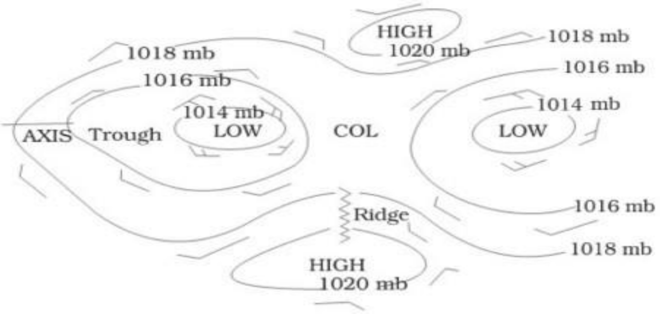


சம அழுத்தக் கோடுகள்

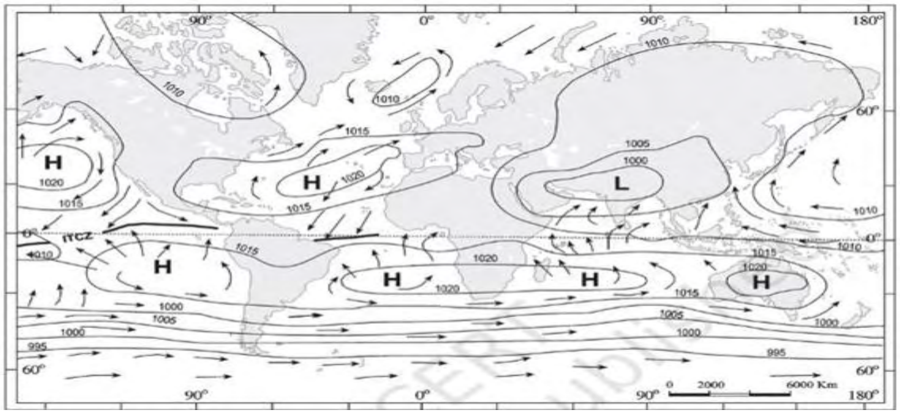
வானிலை வரைபடத்தில் அழுத்தப் பரவல் '**சம அழுத்தக் கோடுகள்**' மூலம் காண்பிக்கப்படுகின்றது. சம அழுத்தக் கோடுகள் என்பது புவியின் மீது சமமான காற்று அழுத்தமுள்ள பல்வேறு இடங்களை இணைக்கும் கற்பனைக் கோடுகளாகும். சமஅழுத்தக்

கோடுகளின் போக்கு , வடிவம், அவற்றிற்கு இடையே உள்ள இடைவெளி ஆகியவற்றின் அடிப்படையில் அழுத்தப்பரவலை நாம் கற்றறிய முடியும். வானிலைப்படங்களில் சமஅழுத்தக் கோடுகளின் அமைப்பினைக் கொண்டு பல்வேறு அழுத்த அமைப்புகளை கண்டறிய முடியும்.

- மையப்பகுதியில் குறை அழுத்தம் கொண்ட வட்டவடிவ அழுத்தப் பகுதி தாழ் (Low) / தாழி (Depression) அல்லது சூறாவளி (Cyclone) என அழைக்கப்படும்.
- நீள் வட்டவடிவம் கொண்ட தாழ் அழுத்தப்பகுதி நீண்ட தாழி (Trough) எனப்படும்.
- மையத்தில் உயர் அழுத்தம் கொண்ட வட்டவடிவ அழுத்த பகுதி உயரழுத்தம் (High) அல்லது எதிர்ச்சூறாவளி(Anticyclone) எனப்படும்.
- நீள் வட்டவடிவ உயர் அழுத்தப் பகுதி முகடு (Ridge) அல்லது கடாவு (Wedge) எனவும் பெயரிடப்பட்டுள்ளது



சம அழுத்தக் கோடுகள்



அழுத்த வகைகள்

அழுத்த மாறுபாட்டிற்கும் , வானிலைக்கும் நெருங்கிய தொடர்பு உள்ளது. அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுபாட்டின் அடிப்படையில் வானிலையை முன்னறிவிப்பு செய்ய இயலும். உயர் அழுத்தம் தெளிவான வானிலையயை உருவாக்கக்கூடியது. தாழ் அழுத்தம் மோசமான வானிலையை உருவாக்கக்கூடியது. காற்றழுத்தம் இடம் மற்றும் காலம் ஆகியவற்றைப் பொறுத்து மாறுபடக்கூடியது. அழுத்தம் பருவத்திற்கேற்ப ஏற்ப மாறுபடும் தன்மையுடையது.

வளிமண்டல அழுத்தம் சில இடங்களில் குறைவாகவும், சில இடங்களில் மிகுதியாகவும் உள்ளது. இவ்வழுத்த வேறுபாட்டை அடிப்படையாகக் கொண்டு அழுத்தத்தை இருவகைகளாகப் பிரிக்கலாம். அவையாவன,

1. அதிக அழுத்தம் (High pressure)
2. குறைந்த அழுத்தம் (Low pressure)

இவ்விரு வகை அழுத்தங்கள் தோன்ற வளிமண்டல வெப்பமும், புவியின் சுழற்சியுமே காரணமாகும்.

அழுத்தப் பரவல்

ஓரிடத்தின் காற்றின் அழுத்தம் அந்த இடத்தின் உயரத்தைப் பொறுத்தும், வெப்பநிலையைப் பொறுத்தும் மாறுபடுகின்றது. இதனை அடிப்படையாகக் கொண்டு, புவியின் மேற்பரப்பில் அழுத்தம் இருவகைகளில் பரவுகின்றது.

அவை,

1. செங்குத்துப்பரவல்
2. கிடைமட்டப் பரவல் ஆகும்.

அழுத்தத்தின் செங்குத்துப்பரவல்

புவியீர்ப்பு விசையால் தான் புவியைச் சுற்றிலும் வளிமண்டலம் சூழ்ந்து காணப்படுகிறது. எனவே தான் புவிப்பரப்பை அடுத்து காற்று அடர்த்தியாகவும் மேலே அடர்த்தி குறைவாகவும் உள்ளது. வளிமண்டல அழுத்தம் புவியின் மேற்பரப்பிலிருந்து வளிமண்டலத்தை நோக்கி உயரே செல்லச் செல்ல குறைகிறது. இந்தக் குறைவு நிலையானது அன்று. இது 1000 மீட்டர் உயரத்திற்கு சுமார் 100 மில்லிபார் வீதம் குறைந்து கொண்டே செல்கிறது. இதனால் தான் உயரமான மலைகளில் ஏறுபவர்கள் காற்றின் அளவு குறைந்திருப்பதால், அதில் தமக்கு தேவையான ஆக்ஸிஜன் குறை நேரிடும் என்பதால் ஆக்ஸிஜன் சிலிண்டர்களை எடுத்துச் செல்கின்றனர்.

அழுத்தத்தின் கிடைப்பரவல்

அழுத்தம் இடத்திற்கு இடம், பருவத்திற்கு பருவம் வேறுபட்டு காணப்படுகின்றது. புவியின் மேற்பரப்பில் வெப்பம் சமமாக பரவிக் காணப்படுவதில்லை. இதற்கு காரணம் புவியின் நில, நீர்ப்பரவல் மற்றும் புவியின் அச்சு 23½° சாய்ந்துள்ளதே ஆகும். வெப்பம் சமச்சீரற்று பரவியுள்ளதால் அழுத்தமும் சமமாக நிலவுவதில்லை. அழுத்தத்தை பாதிக்கும் முக்கிய காரணி வெப்பநிலை என்பதால் வெப்பநிலைக் கிடைப்பரவலை நிர்ணயிக்கும் அட்சரேகை, கடல் மட்டத்திலிருந்து உயரம், கடலிலிருந்து தூரம் போன்ற காரணிகளே அழுத்தத்தின் கிடைப்பரவலையும் நிர்ணயிக்கின்றன.

வெப்பநிலை குறைவாக இருப்பின் அழுத்தம் அதிகமாகவும், வெப்பநிலை அதிகமாக இருப்பின் அழுத்தம் குறைவாகவும் இருக்கும் என்பது இயல்பான விதி. அதிக வெப்பநிலை உள்ள புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியில் குறைவழுத்தமும், குறைந்த வெப்பநிலை உள்ள துருவப் பகுதியில் அதிக அழுத்தமும் நிலவுகிறது.

25° முதல் 35° அட்சரேகைப் பகுதியில் துணை உயர் அழுத்தப்பகுதியும் 50° முதல் 60° அட்சரேகைப் பகுதியில் துணை துருவ தாழ் அழுத்தப் பகுதியும் உள்ளன. இதற்கு காரணம் புவியின் சுழற்சி காரணமாக ஏற்படும் **கொரியாலிஸ் விசை** ஆகும். புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து துருவம் நோக்கி செல்ல செல்ல கொரியாலிஸ் விசை அதிகரிக்கும். இதனால் புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து துருவம் நோக்கி மேல் மட்டத்தில் செல்லும் காற்று விலக்கம் அடைந்து துணை துருவப் பகுதியில் கீழிறங்கும்.

துருவப்பகுதியில் உள்ள உயர் அழுத்தப் பகுதி அங்கு நிலவும் குறைந்த வெப்பநிலை காரணமாக ஏற்பட்டது. காற்றின் கீழிறக்கம் காரணமாக இங்கு உயர் அழுத்தம் ஏற்படக் காரணமாகிறது.

அழுத்த மண்டலங்கள்

பூமத்தியரேகைப் பகுதியிலிருந்து துருவம் வரையிலும், தாழ் அழுத்தங்களும் உயர் அழுத்தங்களும் மாறி மாறி அமைந்துள்ளன. இவற்றில் சில வெப்ப ஆதாரத்தால் உண்டானவை. மற்றும் சில காற்று குவிதலால் ஏற்படக்கூடியவை. புவியில் காணப்படும் காற்றழுத்த வேறுபாடுகளை அடிப்படையாகக் கொண்டு புவியை நான்கு பெரும் காற்றழுத்த மண்டங்களாகப் பிரிக்கலாம்.அவை,

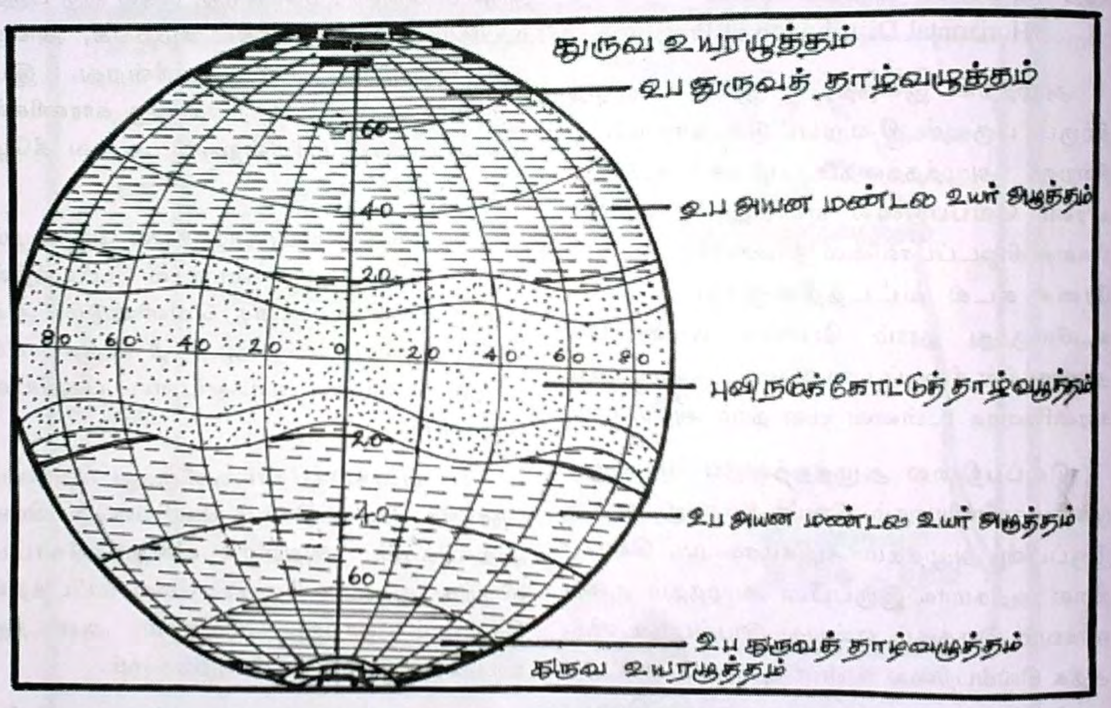
1.பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்தமண்டலம்

2. துணை வெப்ப உயர் அழுத்த மண்டலம்

3. துணை துருவ தாழ் அழுத்தமண்டலம்

4. துருவ உயர் அழுத்த மண்டலம்

அழுத்த மண்டலங்கள்



சுழலாப் புவியின் அழுத்த மண்டலங்க

Scanned by TapScanner

1.பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்த மண்டலம்

இது பூமத்தியரேகைப் பகுதியின் இருபுறமும் அமைந்துள்ளது. பூமத்திய ரேகை குறைந்த அழுத்த மண்டலம் 0° முதல் 5° வட மற்றும் தென் அட்சம் வரை பரவியுள்ளது. இப்பகுதியில் ஆண்டு முழுவதும் சூரியனுடைய ஒளிக்கதிர்கள் செங்குத்தாகவே விழுகின்றன. செங்குத்துக் கதிர்கள் சாய்வான கதிர்களை விட அதிக வெப்பத்தை அளிக்கும். இதனால் பூமத்தியரேகைப் பகுதி அதிக வெப்பமாக உள்ளது.

எனவே பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் உள்ள காற்றும் அதிக வெப்பமடைந்து விரிவடைகிறது. எனவே அடர்த்தி குறைந்து, குறைந்த அழுத்தம் ஏற்படுகின்றது. இப்பகுதியில் ஆண்டு முழுவதும் வெப்பநிலை அதிகமாயிருப்பதாலும் , கொரியாலிஸ் விசை குறைவாக இருப்பதாலும் குறை அழுத்தம் நிலையாக உள்ளது.

இந்த குறைந்த காற்றழுத்தப் பகுதி வெப்ப ஆதாரத்தால் உருவானது. இங்கு காற்று வெப்பமாகவும், ஈரமாகவும் இருக்கும். இப்பகுதியில் உள்ள காற்று வெப்பப்படுத்தப்பட்டு மேலெழுந்து, விரிவடைந்து வெப்பச்சலனம் ஏற்படுகிறது. இதனால் மேகம் ஏற்பட்டு நாள்தோறும் மாலை நேரத்தில் இடியுடன் மழை பெய்கிறது.

வடகோளத்தில் வடகிழக்கிலிருந்தும், தென்கோளத்தில் தென்கிழக்கிலிருந்தும் வீசும் தடக்காற்றுகளைப் பிரிக்கும் பகுதியாக உள்ளது. இதனால் **இடை அயனக் குவியும் மண்டலம்** என அழைக்கப்படுகின்றது (Inter Tropical Convergence Zone-ITCZ). பொதுவாக இங்கு காற்று மென்மையாகவும், மாறுபடும் தன்மை கொண்டதாகவும் உள்ளது. எனவே இக்குறைந்த காற்றழுத்தப்பகுதி **அமைதி மண்டலம்** (Doldrums or Belts of Calm) எனவும் அழைக்கப்படுகின்றது.

2. துணை வெப்ப உயர் அழுத்த மண்டலம்

துணை வெப்ப அதிக அழுத்த மண்டலம் புவியின் வட மற்றும் தென் அரைக்கோளங்களில் 25 ̊ முதல் 35 ̊ வரை கோளத்திற்கு ஒன்று என இரு உயர் அழுத்தப் பகுதிகள் காணப்படுகின்றன. இங்கு வெப்பநிலை அதிகம் இல்லை என்ற போதிலும் வெப்ப பாதிப்புகள் மறைமுகமாக காணப்படுகின்றன. வடகோளத்தில் நில,நீர் வேறுபாடு அதிகம் இருப்பதால் உயர் அழுத்தமானது மண்டலம் போன்ற அமைப்பினை பெறாமல் அறை போன்ற அமைப்பினை பெற்றுள்ளது.

ஆனால் தென் கோளத்தில் நில , நீர் வேறுபாடு காணப்படுவதால் இங்கு மண்டலா அமைப்பு காணப்படுகிறது.

பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் அதிக வெப்பத்தால் காற்று விரிவடைந்து, இலேசாகி உயரே செல்கிறது. இவ்வாறாக மேலெழும்பும் காற்று, பூமத்தியரேகையின் வடபுறம் வடக்காகவும், தென்புறம் தெற்காகவும் புவியின் சுழற்சி காரணமாகத் திசை திருப்பப்பட்டு வீசுகிறது. இக்காற்று உயர்வான பகுதிகளை அடைந்தவுடன் குளிர்வடைந்து, சுருங்கி, 30 வட மற்றும் தென் அட்சங்களில் கீழிறங்குகிறது. இப்பகுதிகளில் காற்றின் அடர்த்தி அதிகரிக்கின்றது. எனவே இப்பகுதிகளில் அதிக அழுத்தம் ஏற்படுகின்றது.

புவி சுழற்சி காரணமாக ஏற்படும் கொரியாலிஸ் விசையால் திசை விலக்கம் அடையும் காற்று இந்த அட்சப்பகுதிகளில் கீழிறங்கி குவிவதால் இவ்வழுத்தம் உருவாகிறதாக கருதப்படுகின்றது.
இங்கே நிரந்தரக்காற்றுகள் இல்லை.மென்மையான மாறுபடும் காற்றுகள் தான் காணப்படுகின்றன. அக்காலத்தில் குதிரைகளை கப்பலில் ஏற்றிக்கொண்டு வியாபார நிமித்தமாக பிரயாணிப்பார்கள்.இப்பகுதியில் நிலவும் வெப்பநிலை கடற் பயணத்திற்கு ஏற்றதில்லை. அமைதி மண்டலத்தில் கப்பல்கள் சிக்கி மூழ்கும் தருவாயில் கப்பலின் பாரம் குறைய குதிரைகளை கடலில் வீசிவிடுவார். எனவே இப்பகுதி **குதிரை அட்சாம்சங்கள்** (Horse Latitudes) என்றழைக்கப்பட்டது. ஆண்டு முழுதும் வானிலை வறண்டும், மாறுதலின்றியும் காணப்படுகின்றது. சூரிய நகர்வுக்கு இணைந்தே இம்மண்டலங்களும் வடக்கு தெற்காக நகர்கின்றன. இங்கிருந்து தன தடைக்காற்றுகளும், மேலைக்காற்றுகளும் உருவாகின்றன.

3. துணை துருவ தாழ் அழுத்த மண்டலம்

துணை துருவ குறைந்த அழுத்த மண்டலம் வட மற்றும் தென் அரைக்கோளத்தில் 60° முதல் 70° வரை அமைந்துள்ளது. துணை வெப்ப மண்டலத்திலும், துருவ மண்டலத்திலும் அதிக காற்றழுத்தம் காணப்படுகின்றது. இதனால் இவற்றிற்கு இடையே உள்ள துணை துருவ மண்டலத்தில் குறைந்த அழுத்தம் காணப்படுகிறது. தென் கோளத்தில் கடல் பகுதி அதிகமாக இருப்பதால் இது தொடர்ச்சியாக உள்ளது. வட கோளத்தில் நிலப் பகுதி அதிகமாக இருப்பதால் , குறை அழுத்தம் கடல்பகுதியில் மட்டும் அறை அறையாகக் காணப்படுகிறது.

4. துருவ உயர் அழுத்த மண்டலம்

துருவப்பகுதியில் காணப்படும் உயர் அழுத்தம் வெப்ப ஆதாரத்தால் ஏற்பட்டவை. இங்கிருந்து துணை துருவ தாழ் அழுத்தம் நோக்கி வீசும் காற்று கொரியாலிஸ் விசையால் விலக்கமடைகிறது. வட மற்றும் தென் துருவப் பகுதிகளில் மிகக் குறைந்த வெப்பம் காரணமாக, அங்குள்ள காற்றும் குளிர்ச்சியாக அடர்த்தி மிகுந்து காணப்படுவதால், வட மற்றும் தென் துருவங்களில் அதிக அழுத்தம் ஏற்படுகின்றது. இப்பகுதியிலிருந்து வீசும் காற்றுகள் துருவக்கீழைய்க்காற்றுகள் என அழைக்கப்படுகின்றன.துருவப்பகுதியில் நிலவும் கடுங்குளிர் காரணமாக துருவ உயரழுத்தப் பகுதிகள் குறித்து இன்னும் தெளிவாக அறியப்படவில்லை.

காற்று

புவியின் மேற்பரப்பில் கிடையாக நகரும் வளியை காற்று என்கிறோம். செங்குத்தாக நகரும் வளியைக் குத்துவளியோட்டம் (Air Current) என்று கூறுவர். இயக்கத்தில் உள்ள காற்றை காற்றோட்டம் என்பர். அழுத்தங்களில் வேறுபாடுகள் ஏற்படும்போது காற்று தோன்றுகிறது. காற்று அதிக அழுத்தமுள்ள இடங்களிலிருந்து குறைந்த அழுத்தமுள்ள இடங்களை நோக்கி வீசுகின்றது. வளிமண்டலத்தில் ஓரிடத்திலிருந்து வெப்பம், ஈரப்பதம் மற்றும் பல கூறுகளைக் கடத்த காற்று இன்றியமையாதது. அழுத்த வேறுபாடுகளைக் களைந்து சமநிலையை எய்தவும் காற்று வீச்சு பயன்படுகிறது.

எத்திசையிலிருந்து காற்று வீசுகின்றதோ, அத்திசையை வைத்து அக்காற்றிற்கு பெயரிடுவர் (எ.கா) தெற்கிலிருந்து வடக்கு நோக்கி வீசும் காற்றை தெற்குகாற்று என்று அழைப்பர். இவ்வாறு வீசிச் செல்லும் காற்று புவியின் சுழற்சியால் வட கோளத்தில் வலப்பக்கமாகவும், தென்கோளத்தில் இடப்பக்கமாகவும் திசை திருப்பப்படுகிறது. காற்றின் வேகம் இடத்திற்குத் தக்கவாறும், பருவத்திற்கு தக்கவாறும் அமைகின்றது.

காற்றோட்டத்தினை பாதிக்கும் காரணிகள்

காற்றோட்டத்தின் வலிமையும், திசையும் கீழ்க்கண்ட நான்கு காரணிகளை சார்ந்துள்ளது.

1. அழுத்தச் சரிவு விசை

2.கொரியாலிஸ் விசை

3. மையநோக்கு முடுக்கம்

4. உராய்வு விசை

1. அழுத்தச் சரிவு விசை

அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாற்றம் செங்குத்தாகவும், கிடையாகவும் ஏற்படுகிறது. இந்த அழுத்த மாற்றம் கிடைப்பகுதியை விட செங்குத்து திசையில் அதிகம் உள்ளது. இந்த மேல் நோக்கிய அழுத்தச் சரிவானது, ஒரு மேல்நோக்கிய விசையை ஏற்படுத்துகிறது. ஆனால் இவ் விசையானது புவியீர்ப்பு விசையினால் சமன் செய்யப்படுகிறது. இந்த சமநிலை குலைக்கப்படும்போது வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் ஏற்படுகின்றன. கிடை மட்ட அழுத்தச் சரிவோ எங்கும், எப்பொழுதும் எவ்விதப் பாதிப்பும் இல்லாமல் காணப்படுகிறது.

2. கொரியாலிஸ் விசை

காற்றானது இயக்கத்தில் உள்ளபோது இந்த விசை உணரப்படுகிறது. இவ்விசை புவியின் சுழற்சியினால் ஏற்படும் விலகல் விசையாகும். கொரியாலிஸ் விசை இயங்கும் அல்லது நகரும் பொருள் மீது தாக்கத்தை ஏற்படுத்தக்கூடியது. இது உண்மையில் ஒரு விசை அல்ல. சுழலும் பூமியில் நகரும் பொருள் விலகிச் செல்வது போல தோற்றமளிக்கிறது. இவ்விசை புவியிடைக்கோட்டுப்பகுதியில் சுழியாகவும்(0), துருவங்களில் அதிகபட்சமாகவும் காணப்படுகிறது.

இந்த விசையினால் காற்றானது தென் கோளப்பகுதியில் இடஞ்சுழியாகவும் (கடிகார முள்ளுக்கு எதிர் திசையில்- Anticlockwise) மாறாக வடகோளப்பகுதியில் காற்றானது வலஞ்சுழியாகவும் (கடிகார முள் திசையில்- Clockwise) செல்கிறது. இதனை காஸ்பர்ட் கொரியலிஸ் என்பவர் கண்டறிந்தார். இந்த விசையானது காற்றோட்ட திசையை மாற்றுகிறதேயன்றி திசை வேகத்தை மாற்றுவதில்லை.

3.மைய நோக்கு முடுக்கம்

காற்றோட்டம் வளைந்த பாதையில் இயங்கும் போது இது செயல்படுகிறது. இந்த விசையானது வட்டப்பாதையின் மையத்தை நோக்கி செயல்படுகிறது. குறை மற்றும் உயர் அழுத்தப் பகுதிகளில் காற்றோட்டம் வட்டப்பாதையில் செல்வதற்கு இவ்விசை காரணமாகிறது.

4.உராய்வு விசை

1000 மீட்டருக்கு கீழுள்ள உயரங்களில் தரைமட்டத்திற்கு அருகில் இயங்கும் காற்றோட்டத்திற்கும், தரைக்குமிடையே ஏற்படும் உராய்வு, காற்றின் இயக்கத்தை தடை செய்கிறது. இவ்வுயரத்திற்கு மேல் உராய்வு விசையின் பங்கு மிகவும் குறைவு. பூமத்தியப்பகுதியில் கொரியாலிஸ் விசை சுழியாவதால் (0) அழுத்தச் சரிவிற்கும், உராய்வு விசைக்கும் இடையே சமநிலை ஏற்படுகிறது.

வானிலை ஆய்வுக்கு காற்றின் வேகம் மற்றும் திசை ஆகியவை பற்றிய புள்ளிவிவரங்கள் மிக அவசியம். காற்றின் வேகமும் அதனால் ஏற்படும் விளைவுகளும் **பியூபோர்ட் அட்டவணையில்** கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. காற்று எந்த திசையிலிருந்து வீசுகின்றதோ அந்தத் திசையின் அடிப்படையில் தான் பெயரிடப்படுகிறது.காற்றின் வேகம் மற்றும் திசையை அளக்கப் பல கருவிகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன.

காற்றின் திசையை அறிய காற்றுமானி (Wind Vane) என்ற கருவி பயன்படுகிறது. உயர்மட்டக்காற்றின் வேகம் மற்றும் திசையை அறிய பைலட் பலூன்கள் பயன்படுகின்றன. காற்றின் வேகத்தை அளக்க பல கருவிகள் உள்ளன. அதில் அனிமோமீட்டர் குறிப்பிடத்தக்கதாகும்.

அனிமோமீட்டர் கிண்ண வகை (Cup Type Anemometer) மற்றும் உந்துவகை அனிமோமீட்டர் (Propeller Type Anemometer) என இரு வகைப்படும்.

காற்றின் வேகத்தை தொடர்ச்சியாக பதிவு செய்ய அனிமோகிராப் என்ற கருவி பயன்படுகிறது.

காற்றுமானி

அனிமோமீட்டர்

THE ROBINSON ANEMOMETER.

வளிமண்டலப் பொதுச் சுழற்சி

வளிமண்டலத்தில் நிலவும் காற்றின் சுழற்சி வளிமண்டல பொது சுழற்சி அல்லது காற்றோட்டத்தின் பொது சுழற்சி எனப்படும். புவிப்பரப்பின் சூரியக்கதிர் வீசலின் சீரற்ற பரவல், புவிப்பரப்பின் தன்மை, வளிமண்டலத்தின் கூட்டமைப்பு காரணமாக வளிமண்டல பொது சுழற்சி ஏற்படுகிறது. இதற்கான சக்தி அயன மண்டல கடல் பகுதியிலிருந்து அதிக அளவில் ஆவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பமாக கிடைக்கிறது.

வளிமண்டல பொது சுழற்சியினை மூன்று வகையாகப் பிரிக்கலாம். அப்பிரிவுகள்-

1. முதல்நிலை சுழற்சி (Primary Circulation)

2. இரண்டாம் நிலை சுழற்சி (Secondary Circulation)

3. மூன்றாம் நிலை சுழற்சி (Tertiary Circulation)

முதல் நிலை சுழற்சி என்பது கோள் கற்றுத் தொகுதிகளான தடக்காற்றுகள் அல்லது வியாபாரக்காற்றுகள், மேலைக்காற்றுகள் மற்றும் துருவக்கீழைக்காற்றுகள் ஆகியவற்றைக்கொண்டவை. இவை புவிப்பரப்பில் நிலவும் அழுத்த மண்டலங்களை சார்ந்தவை.

இரண்டாம் நிலை சுழற்சியின் கீழ் வருவன சூறாவளிகள், எதிர்ச்சூறாவளிகள், பருவக்காற்றுகள் மற்றும் வளிப்பகுதிகள் ஆகும்.

மூன்றாம் நிலை சுழற்சி என்பது தலக்காற்றுகள் ஆகும். இவை வீசும் சிறு பரப்புகளின் வானிலையை பாதிக்கக்கூடியது.

இவ்வாறாக வளிமண்டல பொது சுழற்சி என்பது புவிப்பரப்பில் வீசும் காற்றோட்டங்களையும், வளிமண்டல உயரங்களில் வீசும் காற்றோட்டங்களையும் கொண்டதாகும். ஓரிடத்தில் நிலவும் வானிலையை சரியாக தெரிந்து கொள்ள வளிமண்டல பொது சுழற்சியை அறிந்து கொள்வது அவசியமாகிறது.

வளிமண்டல பொது சுழற்சியை விளக்கும் இரு மாதிரிகள் அறிமுகப்படுத்தப்பட்டன

முதல் மாதிரியான விளக்கம்

முதல் மாதிரியில் கீழ்க்காணும் எடுகோள்கள் கையாளப்பட்டன. அவை-

1. புவியானது நிலையாக உள்ளது.
2. புவியின் மேற்பரப்பில் உள்ள பொருட்கள் ஒரே தன்மை கொண்டவை.
3. பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் அதிக வெப்பமும், துருவப் பகுதியில் குறைவான வெப்பமும் இருக்கும்.

இதன் அடிப்படையிலான பொதுசுழற்சியில் அட்சரேகை ரீதியாக ஒரே அமைப்புக் கொண்ட காற்றோட்டம் நிலவுகிறது.

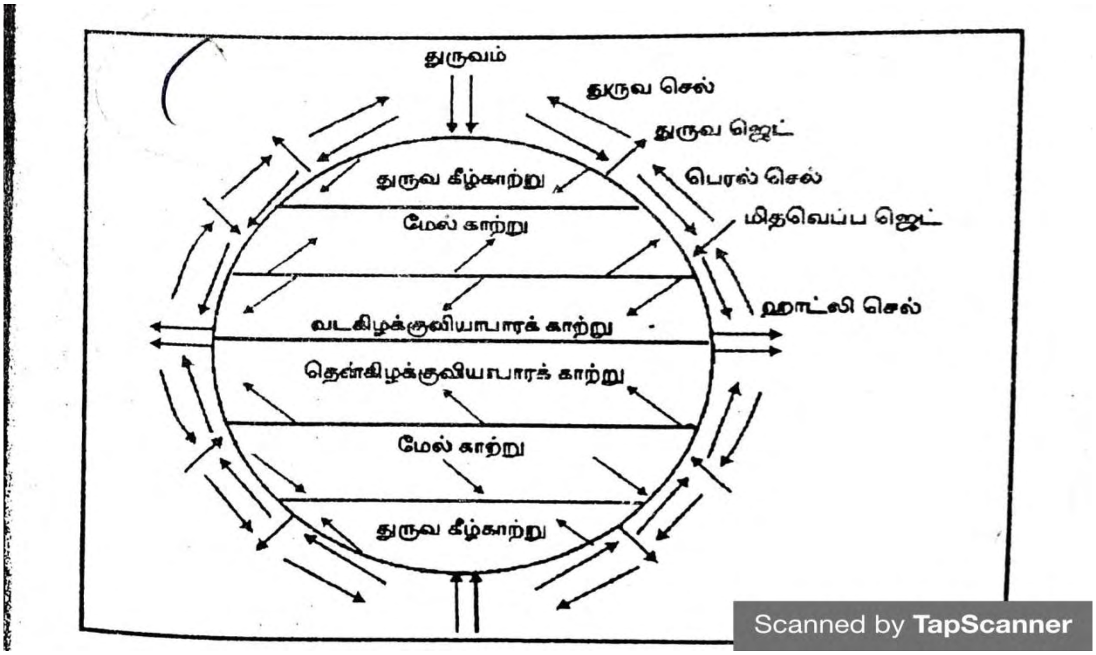
இரண்டாம் மாதிரியான விளக்கம்

முதல் மாதிரியில் கருதப்பட்ட ஒரு செல் முறைக்குப் பதிலாக மூன்று செல் முறை அறிமுகப்படுத்தப்பட்டது. அந்த செல்களின் பெயர்கள் பின்வருமாறு-

1.ஹாட்லி செல்

2. ஃபெரல் செல்

3. துருவ செல்



Scanned by TapScanner

1.ஹாட்லி செல்

1935ல் ஜார்ஜ் ஹாட்லி புவியை சூரியன் சமச்சீரற்ற முறையில் வெப்பமடையச் செய்வதால் காற்றோட்டம் உருவாகிறது என்று கூறினார். பூமத்தியரேகையிலிருந்து மேலெழும் காற்று 10 கிலோமீட்டர் உயரத்தை அடைகிறது. பின்பு கிடைமட்டமாகச்சென்று துருவங்களுக்கு அருகில் புவிமேற்பரப்பை நோக்கி கீழிறங்குகிறது. பூமத்திய ரேகை பகுதியை அடையும் காற்று கொரியலிஸ் விசையால் விலக்கப்படுகிறது.விலகல் அடைந்த காற்று வியாபாரக்காற்று எனப்படுகிறது. இவ்வாறு காற்று செல்லும் பகுதிக்கு ஹாட்லி செல் என்று பெயர்.இது பூமத்தியரேகையிலிருந்து 30-35 டிகிரி வரை பரவியுள்ளது.

2. ஃபெரல் செல்

35-60 டிகிரி வரை உள்ள அட்சரேகைப் பகுதிகளில் நிலவும் காற்றின் மேல் மற்றும் கீழ் நோக்கிய இயக்கத்திற்கு ஃபெரல் செல் என்று பெயர்.

3. துருவ செல்

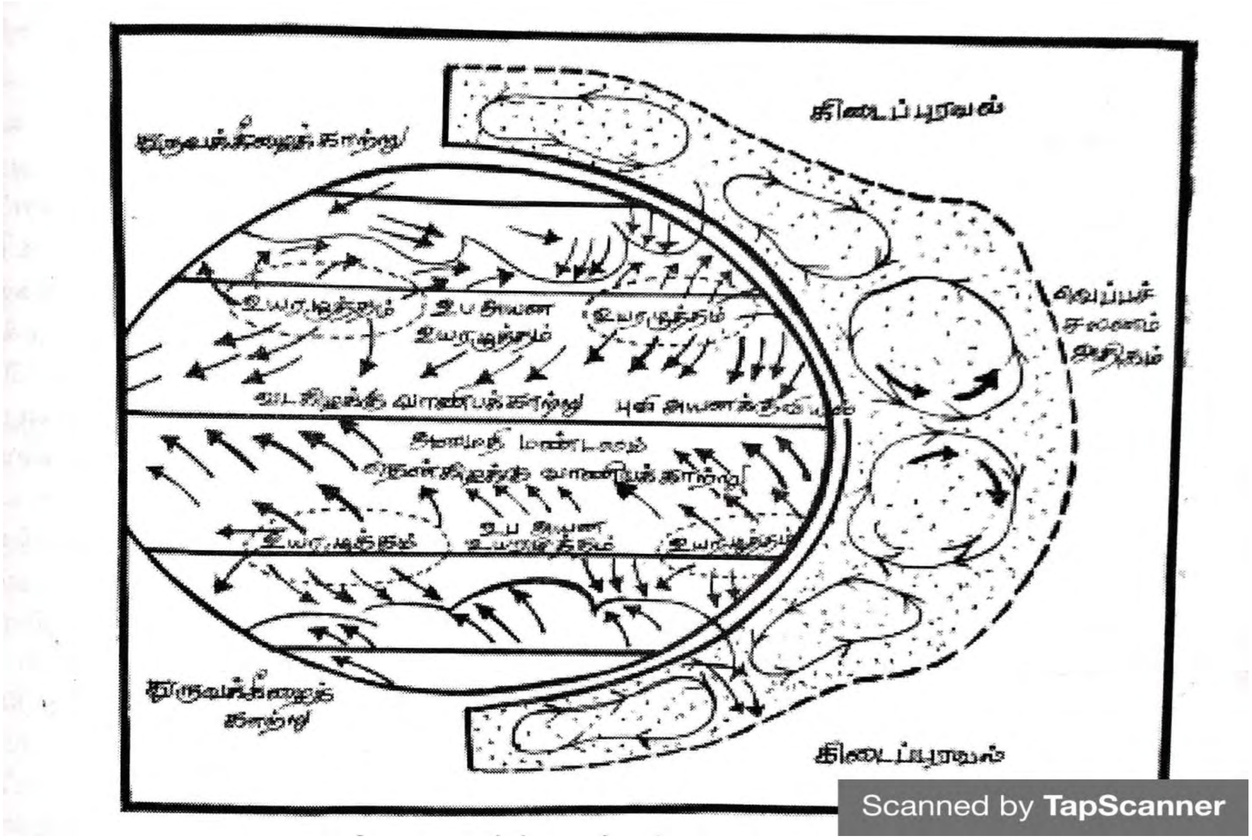
இவ்வகை செல் இரு துருவ பகுதிகளிலும் காணப்படுகிறது.

புவி தன்னைத்தானே சுற்றுவதாலும், சூரியனைச் சுற்றி சுழன்று வருவதாலும் , புவி தன் அச்சில் சாய்ந்து இருப்பதாலும் எளிமையான காற்றோட்டத்திற்கு பதிலாக மிகச் சிக்கலான காற்றோட்ட அமைப்பு நிலவுகிறது. புவியில் வீசும் காற்றுக்களை மூன்று வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். அவையாவன,

1.கோள்காற்றுகள்

2.பருவக்காற்றுகள்

3.தலக்காற்றுகள்



Scanned by TapScanner

கோள்காற்றுகள் (Planetary Winds)

இக்காற்றுகள் புவி முழுவதிலும் வீசுகின்றது. இக்காற்றுகள் ஆண்டு முழுவதும் தொடர்ந்து ஒரு குறிப்பிட்ட திசையிலிருந்து ஒரு குறிப்பிட்ட திசையை நோக்கி அதிக அழுத்தப் பகுதியிலிருந்து குறைவழுத்தப் பகுதியை நோக்கி வீசுகின்றன. இக்காற்றோட்டம், நேர்கோட்டுப் பகுதியில் வீசாமல் ஃபெரல் விதிப்படி விலக்கம் அடைந்து வீசுகிறது. எனவே, காற்று மற்றும் நீரோட்டம் வடகோளப்பகுதியில் வலஞ்சுழியாகவும், தென்கோளப்பகுதியில் இடஞ்சுழியாகவும் விலக்கமடைகின்றன.

இதனை **நிலையான காற்றோட்டம்** (Permanent Winds or Constant Winds) எனவும் **நிலவும் காற்றோட்டம்** (Prevailing Winds) எனவும் அழைப்பர். இது மூன்று வகைப்படும் -

- **வியாபாரக் காற்றுகள் அல்லது கிழக்குக் காற்றுகள்**
- **மேலைக்காற்றுகள் அல்லது மேற்குக் காற்றுகள்**
- **துருவக் காற்றுகள் அல்லது கீழைக்காற்றுகள்.**

வியாபாரக் காற்றுகள்

கோள் காற்றுகளில் முதன்மையானது **வியாபாரக் காற்றுகள்** (Trade Winds) ஆகும். வரலாற்றுக் காலங்களில் கடற்பயணம் மேற்கொள்பவர்களுக்கு இவை மிகவும் பயனுள்ளதாக இருந்ததால் வியாபாரக்காற்றுகள் அழைக்கப்பட்டது. இவை **தடக்காற்றுகள்** என்றும் அழைக்கப்படுவதுண்டு. Trade என்ற ஆங்கிலச் சொல்லுக்கு to blow along regular track என்றும் பொருள் உண்டு.

இவை அயன மண்டலங்களுக்கு இடையே வீசுகின்றன. துணை வெப்ப உயர் அழுத்தப்பகுதியிலிருந்து பூமத்தியரேகை குறை

அழுத்தப்பகுதி நோக்கி வீசுகிறது. இரண்டு தடக்காற்று மண்டலங்களுக்கிடையே 5டிகிரி வடக்கு முதல் 5 டிகிரி தெற்கு வரை அமைதி மண்டலம் (Doldrums) அமைந்துள்ளது. இது இடை அயனக்குவியும் மண்டலம் எனப்படுகிறது (ITCZ). ஃபெரல் விதியின் படி காற்றானது இங்கு விலகி வீசுகிறது. இவை வட கோளத்தில் வட கிழக்கு வியாபாரக் காற்றுகளாகவும் மற்றும் தென் கோளத்தில் தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்றுகளாகவும் வீசுகின்றன.

இவை அதிக வெப்பமும், அதிக ஈரப்பதமும் கொண்டவை. இக்காற்று கண்டங்களின் கிழக்கு பகுதியில் அதிக மழையையும், மேற்கு பகுதியில் குறைவான மழையையும் தருகிறது. இதனால் கண்டங்களின் மேற்கு பகுதியில் பெரிய பாலைவனங்கள் உருவாகியுள்ளன. இவை வானிலையில் அதிக மாற்றத்தை ஏற்படுத்துகின்றன. அமைதி மண்டலத்திலும் மற்றும் தடக்கற்றுகள் வீசும் பகுதிகளிலும் அடிக்கடி சூறாவளிகள் உருவாகின்றன. இவ்வகையான காற்றுகள் சீரானதாக மற்றும் நிலையானதாகவும் குறிப்பாகக் கடற்பரப்பில் வீசக்கூடியது.

மேலைக்காற்றுகள்

இந்தக் காற்றோட்டம் துணை வெப்ப உயர் அழுத்தத்திலிருந்து துணை துருவ குறை அழுத்தப் பகுதியினை நோக்கி வீசுகிறது. 40-60 டிகிரி வரை அதிக விசையுடன் வீசுகிறது. இவை ஒரே விசையிலும், ஒரே திசையிலும் வீசுவதில்லை. எனவே இப்பகுதியில் வானிலை அடிக்கடி மாறுபடக்கூடியது. இரு கோளத்திலும் மேற்கிலிருந்து வீசுவதால் மேலைக்காற்றுகள் என அழைக்கப்படுகிறது. குளிர் காளத்தில் வேகமாகவும், கோடையில் சற்று மிதமாகவும் வீசுகிறது.

இந்தக் காற்றோட்டம் கண்டங்களின் மேற்கு பகுதியில் மழையினையும், கிழக்கு பகுதியில் வறண்ட தன்மையுடனும்

காற்றினைத் தருகிறது; வியாபாரக்காற்றை விட மிக வலிமை கொண்டது. தென்கோளத்தில் அதிக நீர்ப்பரப்பு காணப்படுவதால் இதன் வேகம் மிக அதிகம். இதன் வலிமையை ஒப்பிட்டு இதனை ஆங்கிலத்தில் **Brave Westerlies** என்றும் அழைப்பர். 40-60 டிகிரி அட்சரேகைகளை மாலுமிகள் கர்ஜிக்கும் நாற்பது (Roaring Forties) , ஊளையிடும் ஐம்பது (Furious Fifties) மற்றும் கிரீச்சிடும் அறுபது (Screaming Sixties) எனவும் பெயரிட்டு அழைக்கின்றனர்.

துருவக் கீழைக் காற்றுகள்

மிகவும் கடுமையான குளிர் மற்றும் வறண்ட துருவக் காற்று துருவத்திலிருந்து, துணை துருவ குறை அழுத்தப் பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. துருவப்பகுதியில் கொரியாலிஸ் விசை அதிகமாதலால் இக்காற்று விலக்கமடைந்து கீழைக்காற்றாக வீசுகிறது.

பருவக்காற்றுகள் அல்லது மான்சூன் காற்றுகள்

ஒரு நாளில் ஒரு பகுதியில் அல்லது ஒரு ஆண்டின் ஒரு பகுதியில், ஒரு குறிப்பிட்ட திசையிலிருந்து வீசும் காற்றுகளும், அந்நாளின் அல்லது ஆண்டின் மறு பகுதியில் எதிர்திசையில் வீசும் காற்றுகளும் பருவக்காற்றுகள் எனப்படும். கடல் மற்றும் கண்டம் ஆகியவற்றில் ஏற்படும் வெப்ப ஏற்புத்திறனின் வேறுபாடே, பருவக்காற்றுகள் உருவாகக் காரணமாக அமைகின்றன.

அரபிக் கடலிலிருந்து இந்தியா நோக்கி ஆறு மாதத்திற்கு தென் மேற்கிலிருந்தும் , மறு ஆறு மாதத்திற்கு வடகிழக்கிலிருந்தும் வீசும் காற்றிற்கு அரேபிய மாலுமிகள் முதன் முதலில் பருவக்காற்றுகள் எனப் பெயரிட்டனர். 'மௌசிம்’ என்ற அராபியச் சொல்லிருந்து

பெறப்பட்டதே "மான்சூன் என்ற சொல்லாகும். 'மௌசிம்' என்பதற்கு பருவம் (Season) என்பது பொருளாகும்.

கடல் மற்றும் கண்டம் ஆகியவற்றில் ஏற்படும் வெப்ப ஏற்புத்திறன் வேறுபாடே பருவக்காற்றுகள் தோன்ற காரணமாகின்றன.

கோடையில் நிலம் விரைவில் மிகுதியாக வெப்பப்படுத்தப்படுவதால் குறைந்த அழுத்தத்தைப் பெறுகிறது. இக்குறைந்த அழுத்தம் கடலிலிருந்து காற்றை ஈர்க்கின்றது. குளிர்காலத்தில் நிலம் விரைவாகவும் மிகுதியாகவும் குளிர்ந்து விடுவதால் உயர்அழுத்தத்தைப் பெறுகிறது. இவ்வுயர் அழுத்தத்திலிருந்து காற்று கோடையில் வீசிய திசைக்கு நேர் எதிர் திசையை நோக்கி வீசுகிறது. கோடையில் கடலிலிருந்தும், குளிர் காலத்தில் நிலத்திலிருந்தும் வீசும் காற்றே பருவக்காற்றாகும். பருவக் காற்றுகள் வெப்பமண்டலத்தில் நன்கு அமைந்துள்ளது.

பருவக்காற்று கண்டத்தின் பெரும்பகுதியில் பரவி வீசும். இதன் திசை புவியின் சுழற்சியால் ஏற்படும் விலக்கு விசையின் காரணமாக மாறுபடக் கூடியது. ஆசியாவில்தான் இவ்வகைக் காற்று மித வெப்பமண்டலம் வரை வீசுகிறது. இந்தியா, வடக்கு ஆஸ்திரேலியா, இலங்கை, பாகிஸ்தான், பங்களாதேசம், மியான்மர், சீனா, ஜப்பான் முதலிய நாடுகளில் இவ்வகைக் காற்று சிறப்பாக அமைந்துள்ளது.

மற்ற கண்டங்களை விட ஆசியாவில் பருவக்காற்றுகள் அதிகம் வீசுகின்றன. ஆசியக் கண்டம் பெரியதாக இருப்பதாலும், நில-நீர் வேறுபாடு அதிகம் இருப்பதாலும், இங்குள்ள மலைப்பகுதி கிழக்கு-மேற்காக செல்வதாலும் பருவக்காற்றின் முக்கியத்துவம் ஆசியாவில் அதிகம் காணப்படுகிறது. இதனை தெற்கு ஆசிய பருவக் காற்று தொகுதி எனவும், கிழக்கு ஆசிய பருவக் காற்று எனவும் பிரிக்கலாம்.

ஆசியாவின் பருவக்காற்றுகள்

தெற்கு ஆசிய பருவக் காற்று தொகுதி

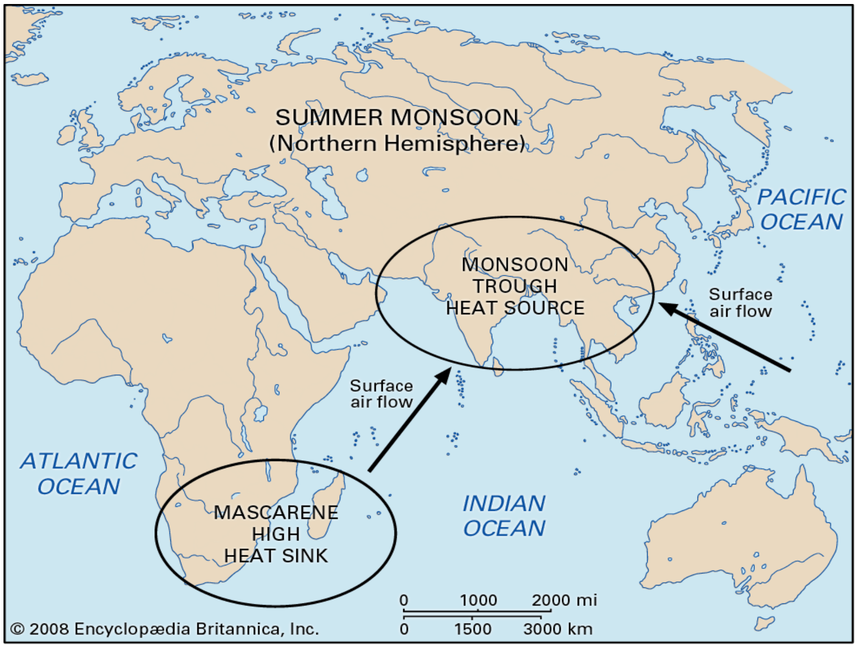
தென் கிழக்கு ஆசிய பருவக்காற்று தொகுதி இந்தியாவிலும், அதன் கிழக்கிலுள்ள பிரதேசங்களிலும் வீசுகின்றது. கோடையில் இக்காற்று இந்தியாவிலும், பாகிஸ்தான் போன்ற நாடுகளிலும் குறை அழுத்தப் பகுதி உருவாவதால் தெற்கிலிருந்து வெப்பமான காற்று இப் பகுதி நோக்கி வீசுகிறது. கொரியாலிஸ் விசையினால் விலக்கம் அடைந்து தென் மேற்கு திசையிலிருந்து வீசத் தொடங்குகிறது. இதனை தென்மேற்கு பருவக்காற்று என்பர். இரண்டு கிளைகளாக பிரிந்து அரபிக்கடல் வழியாக இந்தியாவின் மேற்கு கரையை ஒரு கிளை சென்றடைகிறது. மற்றொன்று வங்காள விரிகுடா வழியாக வடமேற்கு இந்தியாவை அடைகிறது. ஜூன்,ஜூலை,ஆகஸ்ட் மற்றும் செப்டம்பர் மாதங்களில் இக்காற்று வீசுகிறது. இந்தியாவின் அசாம் பகுதியில் புனல் வடிவ மலைப்பகுதிகளில் அதிக மழையைத் தருகிறது. உலகின் அதிக மழை பெரும் இடமான மௌசின்ராம் இப்பகுதியில் அமைந்துள்ளது.

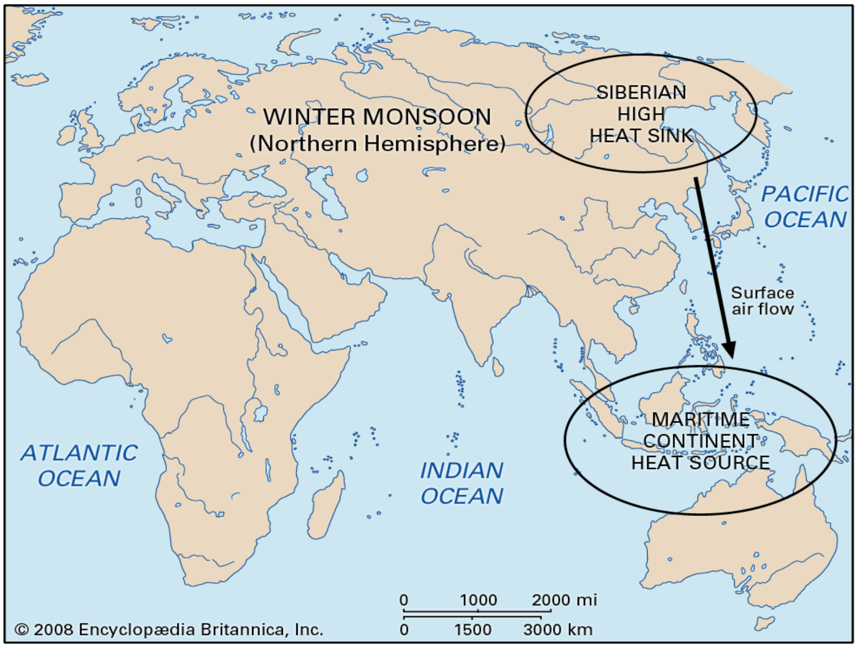
குளிர் காலத்தில் நிலப்பகுதி, நீர்ப்பரப்பை விட குளிர்ச்சியாக இருப்பதால் , நிலத்திலிருந்து நீர்ப்பகுதி நோக்கி வீசுகிறது. இதுவே வடகிழக்கு பருவக்காற்று ஆகும். அக்டோபர், நவம்பர் மாதங்களில் இக்காற்று வீசுகிறது.

கிழக்கு ஆசியப் பருவக்காற்றுகள்

சீனா, ஜப்பான் போன்ற கிழக்கு ஆசிய நாடுகளில் பருவக்காற்று சிறப்பாக வீசுகிறது. இப்பகுதியில் கோடையில் பருவக்காற்றின் வளர்ச்சி குறைவாகவும், குளிர் காலத்தில் முழு வளர்ச்சி கொண்டதாகவும் உள்ளது. கோடைக்கால பருவக்காற்று சீனா, ஜப்பான், கொரியா ஆகிய நாடுகளில் அதிக மழையைத் தருகின்றன.

ஆசியாவின் பருவக்காற்றுகள்

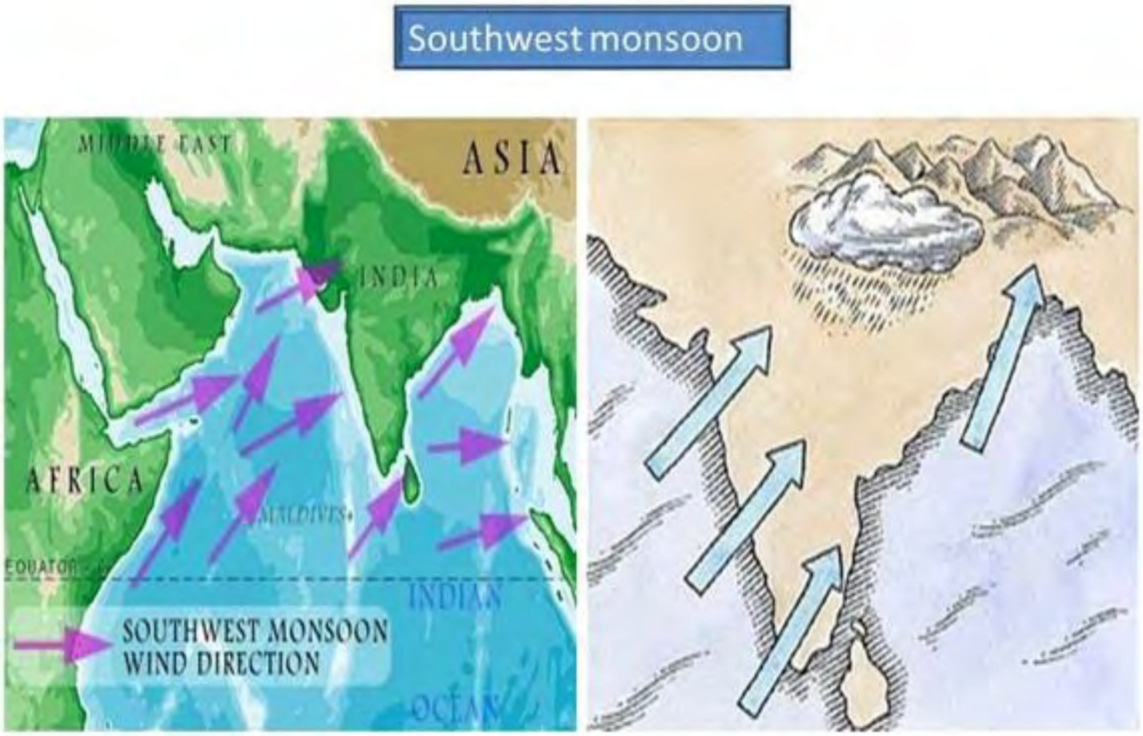




இந்திய பருவக் காற்றுகள்

இந்தியப்பருவக்காற்று மற்ற பருவக்காற்றிலிருந்து மாறுபட்டுக் காணப்படுகிறது. இவை **உண்மையான பருவக்காற்றுகள்** (Ideal Monsoon) எனப்படுகிறது இந்திய பருவக்காற்று சிறப்பாக வளர்ச்சி பெறக் காரணங்கள் -

1. இந்தியத் துணைக்கண்டத்தின் பரப்பு மற்றும் அதனை அடுத்துள்ள கடல்கள்.
2. இந்தியத் துணைக்கண்டத்தின் வடக்கே, மேற்கு-கிழக்காக பரந்து விரிந்துள்ள இமயமலை.



மே மற்றும் ஜூன் மாதங்களில் வட இந்தியப் பகுதிகளில் சூரியனின் செங்குத்துக் கதிர்களினால் வெப்பநிலை அதிகமாகி தாழ் அழுத்தம் உருவாகின்றது. இதனால் அதிக அழுத்தமான கடற்பகுதியில் (இந்தியப் பெருங்கடல்) இருந்து காற்றானது இந்திய நிலப்பரப்பினை நோக்கி வீசுகிறது.

இந்தியத் தீபகற்பத்தில் தென்மேற்கு பருவக் காற்று இரண்டு பிரிவுகளாக பிரிகிறது.

1. அரபிக்கடல் பிரிவு 2. வங்காள விரிகுடா பிரிவு

இக்கோடைப் பருவக் காற்றானது (தென் மேற்குப் பருவக்காற்று) பங்களாதேஷ் வழியாக மேகாலாயாவை அடைந்து சிரபுஞ்சி, மௌசின் ராம் ஆகிய இடங்களுக்கு அதிக மழையும், தெற்கில் மலபார் கடற்கரை - மும்பை, கேரளா பகுதிகளுக்கு அதிக மழையும் வடஇந்தியச் சமவெளிப் பகுதிகளுக்கு மிதமான மழைப் பொழிவையும் கொடுக்கின்றது.

குளிர்ப்பருவக் காற்று அக்டோபர் மாதம் தொடங்கி நவம்பர் மாதம் வரை வீசுகிறது. இந்திய நிலப்பகுதியிலிருந்து வட கிழக்கிலிருந்து வீசுவதால் இதனை வட கிழக்குப்பருவக் காற்று என அழைப்பர். இக்காற்று வீசுவதால் தமிழ்நாடு, ஆந்திரா போன்ற கிழக்குக் கடற்கரை மாநிலங்கள் அதிக மழையைப் பெறுகின்றன.

பருவக்காற்று பொருளாதார ரீதியாக மிக முக்கியத்துவம் வாய்ந்தது. பருவக்காற்று பகுதியில் வசிக்கும் 2000 மில்லியன் மக்களின் வாழ்வாதாரம் இக்காற்றை நம்பியே உள்ளது. இப்பிரதேசத்தின் வேளாண்மை பருவக்காற்றை நம்பி உள்ளது. குறிப்பாக இந்தியாவின் வேளாண்மை **பருவக்காற்றின் சூதாட்டம்** எனக் கருதப்படுகிறது. பருவக்காற்று பொய்த்தால், தாமதப்பட்டால் மக்களின்

வாழ்வாதாரம் பாதிக்கப்படும்.

நம்பகமற்ற, சீரற்ற பருவக்காற்று காரணமாக சில பகுதிகளில் மிகை வெள்ளமும், சில பகுதிகளில் மிகை வறட்சியும் ஏற்படுவதுண்டு.

தலக்காற்றுகள்

கோள் காற்றோட்டங்களைத் தவிர, தனித்த பண்புகளையுடைய பல்வேறு காற்றோட்டங்கள் உலகின் சில குறிப்பிட்ட இடங்களில் அவ்வப்போது வீசுகின்றன. இத்தகைய காற்றோட்டங்களுக்கு தலக்காற்றுகள் என்று பெயர். இவைகள் குறிப்பிட்ட வெப்பம் அல்லது ஈரத்தைக் கொண்டு குறிப்பிட்ட திசையிலிருந்து ஒரு குறிப்பிட்ட விசையுடன் வீசும். இவைகளும் மற்ற காற்றுகளைப் போலவே உயர் அழுத்தப் பகுதியிலிருந்து குறைவழுத்தப் பகுதியை நோக்கி வீசும்.

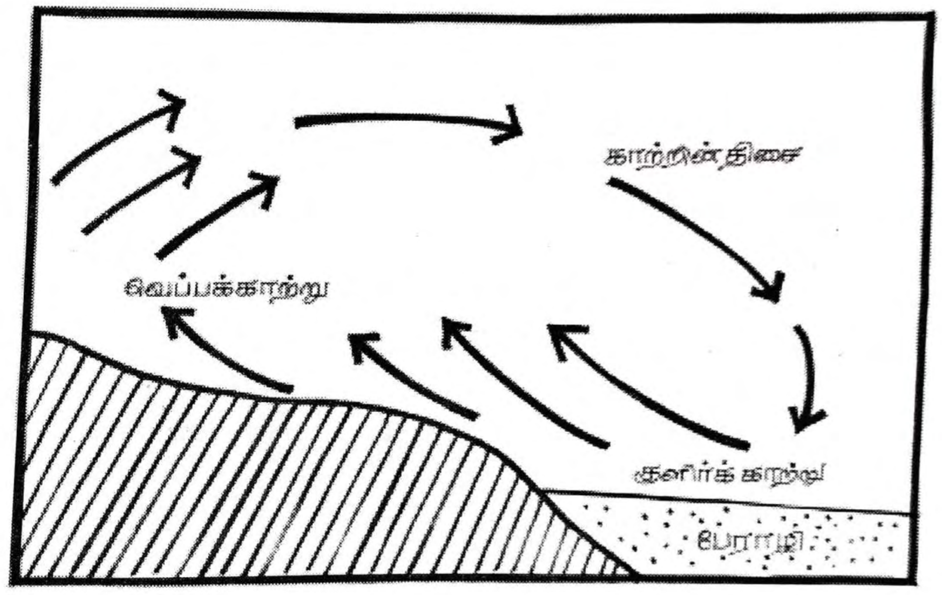
தலக்காற்றுகள் ஒரு சிறிய பகுதியில் வீசும் நிலையான காற்றுகளுக்கு மாற்று திசையில் வீசும் காற்றுகளாகும். காற்று எந்த இடத்தில் இருந்து வீசுகின்றதோ அந்த இடம் வெப்பமானதாக இருந்தால் வெப்பக்காற்றாகவும், குளிர்ச்சியாக இருந்தால் குளிர்ந்த காற்றாகவும் வீசும்.

நிலம் மற்றும் கடற்காற்றுகள்

நிலம் மற்றும் நீர்ப்பகுதிக்கிடையே தினமும் ஏற்படும் வெப்பநிலை மற்றும் அழுத்தநிலை வேறுபாடு ஆகியவற்றின் காரணமாக நிலக்காற்றுகள் மற்றும் கடற்காற்றுகள் வீசுகின்றன.

1.கடற்காற்று (Sea breeze)

நிலப்பகுதியானது நீரைவிட விரைவில் சூடாகி விரைவில் குளிரும் தன்மை கொண்டது. இதனால் பகலில் நிலப்பகுதியில் குறைவான அழுத்தமும், நீர்பரப்பில் அதிகமான அழுத்தமும் நிலவுகிறது. இந்த அழுத்த வேறுபாட்டின் காரணமாக காற்றானது அதிக அழுத்தமுள்ள கடலிலிருந்து, அழுத்தம் குறைவான நிலப்பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. இவ்வாறு காற்று கடலிலிருந்து நிலத்தை நோக்கி வீசுவதால் கடற்காற்று என அழைக்கப்படுகிறது.



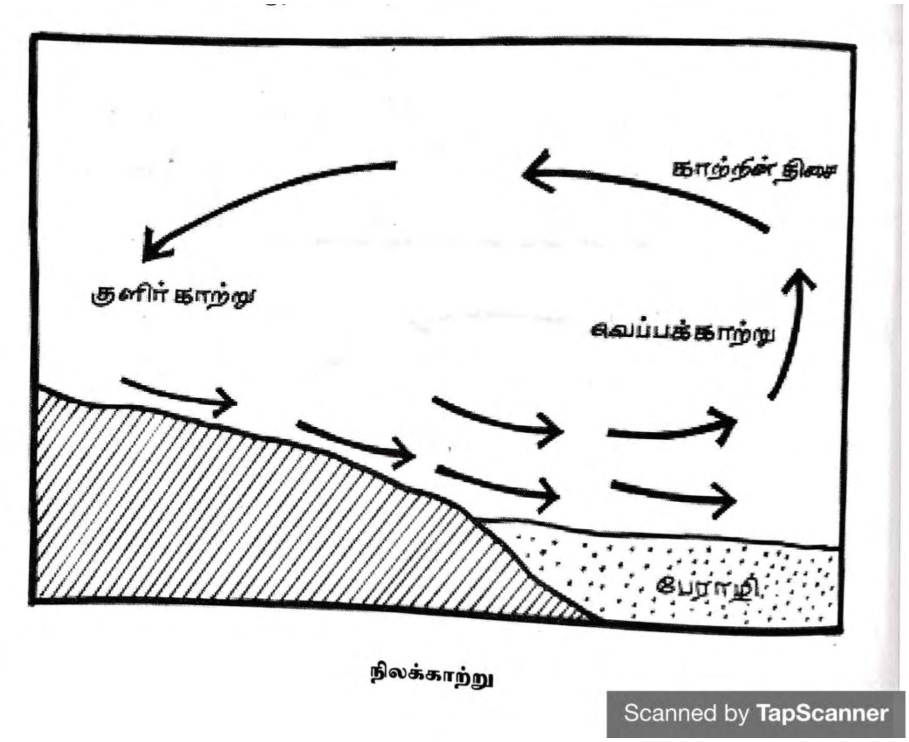
கடல் காற்று

Scanned by TapScanner

மிதவெப்பமண்டலத்தில் 50 கிலோமீட்டர் தூரம் வரையிலும், அயனப்பகுதியில் 65 கிலோமீட்டர் தூரம் வரையிலும் வீசக்கூடிய தன்மையுடையது. காலை 10 மணி முதல் 11 மணிக்குள்ளும், மாலை சுமார் 1 மணி முதல் 2 மணிக்குள் உச்ச வேகத்தை அடைந்து பின்பு அதன் வேகம் படிப்படியாக குறைகிறது.

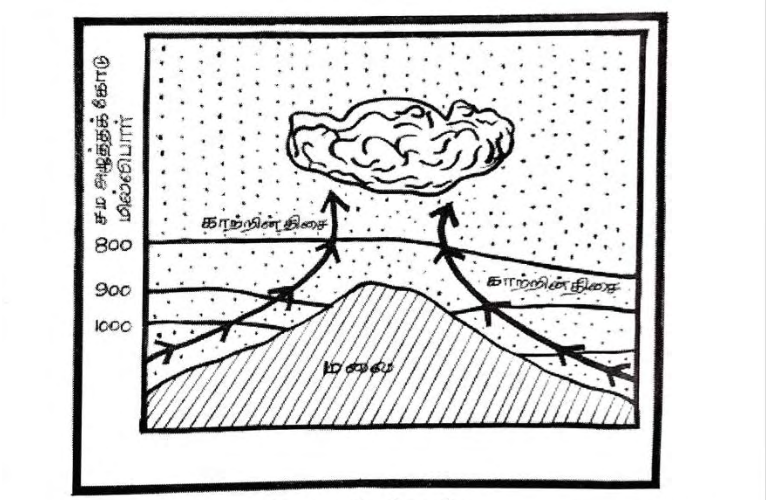
2.நிலக்காற்று

இரவு நேரத்தில் நிலப்பகுதியில் அதிக அழுத்தமும், நீர்பரப்பில் குறைவான அழுத்தமும் நிலவுகிறது. இதனால் காற்றோட்டமானது நிலப்பகுதியிலிருந்து நீர்பரப்பை நோக்கி வீசுகிறது. இதனை நிலக்காற்று என்பர். அதாவது, இரவில் நிலப்பரப்பு கடற்பரப்பை விட வேகமாகக் குளிர்ச்சி அடைகிறது. ஆகையால் கடற்பரப்பில் வெப்பமான (அடர்த்திகுறைவான) காற்று மேலே செல்கிறது. இந்த இடத்தை அடைக்க, நிலப்பரப்பில் உள்ள குளிர்ந்த காற்று (அடர்த்தி அதிகமான) கடற்பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்கு நிலக் காற்று என்று பெயர்.



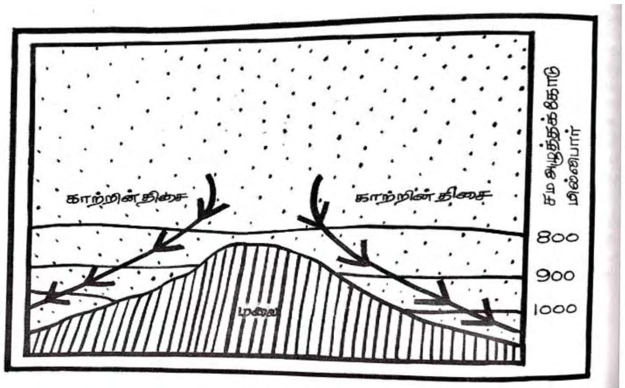
மலைப்பிரதேசங்களில் நிலத்தோற்ற வேறுபாடு காரணமாக பகலில் பள்ளத்தாக்கு மற்றும் இரவில் மலை க்காற்றும் வீசுவது உண்டு.

3. பள்ளத்தாக்கு காற்று - இரவில் மலைப்பகுதிகள் பள்ளத்தாக்கு பகுதியை விட வேகமாகக் குளிர்வதால், குளிர்ந்த காற்று புவி ஈர்ப்பு விசையின் காரணமாக பள்ளத்தாக்கு பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்கு அனபாடிக் காற்று (Anabatic Wind) என்று பெயர். இக்காற்றினால் மலை உச்சியில் திரள் மேகம் ஏற்படுவதுண்டு.



பள்ளத்தாக்குக் காற்று

4.மலைக்காற்று - பகலில் பள்ளத்தாக்குகளில் உள்ள குளிர்ந்த காற்று மலைகளைச் சுற்றியுள்ள வெப்பமான இடங்களை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்கு மலைக்காற்று அல்லது கட்டபாடிக் காற்று (Katabatic Wind) என்று பெயர். இக்காற்றினால் குளிர் காலங்களில் பள்ளத்தாக்குகளில் மூடுபனி ஏற்படுவதுண்டு.



மலைக்காற்று

தலக்காற்று குறுகிய காலத்திற்குச் சில சிறப்பான குணாதிசயங்களோடு வீசுகின்ற காற்றாகும். தலக்காற்றோட்டம்

வெப்பத்தினை அடிப்படையாகக் கொண்டு இரு வகையாகப் பிரிக்கப்படுகிறது. அவை-

1.வெப்பக் காற்றோட்டம்   2. குளிர்க் காற்றோட்டம்

வெப்பமான பகுதியிலிருந்து வீசும் காற்றும், வளிமண்டலத்தின் உயர் மட்டத்திலிருந்து கீழ் நோக்கி பாய்ந்து வரும் காற்றும் வெப்பமுடையதாக இருந்தால் அவை வெப்பக்காற்றோட்டம் எனப்படும்.

காற்றின் வெப்பநிலை அது வீசும் பகுதியின் வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் குறைவாக இருப்பின் அவை குளிர் காற்றோட்டம் எனப்படும். இவ்வகையான அனைத்துக் காற்றுகளும் பெரும்பாலும் பகுதி நேரக் காற்றுகளாகவும் தலப் பெயர்களையும் கொண்டுள்ளன. சில தலக்காற்றுகளின் பெயர்களையும் அதனோடு தொடர்புடைய இடங்களும் கீழே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

தலக்காற்றுகள்

வெப்ப தலக்காற்றுகள்

வெப்ப தலக்காற்றுகள்	இடங்கள்
ஃபிரிக் பீல்டர்	ஆஸ்திரேலியா
சின்னூக்	அமெரிக்கா ஐக்கிய நாடுகள்
ஃபான்	வடக்கு இத்தாலி
சிராக்கோ	சகாரா பாலைவனம்
லூ	இந்தியாவின் தார் பாலைவனம்

ஃபிரிக் பீல்டர் (Brick Fielder)

இக்காற்று மத்திய ஆஸ்திரேலியாவிலிருந்து வீசும் வெப்பமும், வறட்சியான காற்று. வறண்ட உட்பகுதியிலிருந்து வெப்பத்தையும், புழுதியையும் தென் கிழக்கு ஆஸ்திரேலியாவிற்கு கொண்டு செல்கிறது.

சின்னுக் (Chinook)

வட அமெரிக்காவில் வீசும் வெப்பமான, வறண்ட காற்றிற்கு சினூக் என்று பெயர். இது கொலராடோவில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக வீசுகிறது. ராக்கி மலைத்தொடருக்கு இருபுறமும் காணப்படும் அழுத்த வேறுபாடுகளின் விளைவாக வீசுகிறது. இதன் வெப்பநிலை 5-25 டிகிரி செல்சியஸ் வரை உயர்ந்து காணப்படுகிறது. இக்காற்று வீசும் பொது சரிவுகளில் மீதுள்ள பனியானது உருகிவிடுகிறது.எனவே சினூக் என்பதற்கு Snow Eater என்று பெயர்.

ஃபான் (Foehn)

மலைப்பகுதிகளில் காற்றுமுகப் பக்கத்திற்கு அடுத்துள்ள சரிவில் கீழிறங்கும் காற்று அமுக்கப்பட்டு, வெப்பமடைந்து வீசுகிறது. ஆல்ப்ஸ் மலைத்தொடர் இவ்வகைக் காற்றை மேலெழச் செய்கிறது. மேலெழும் காற்று திரவமாதல் மட்டத்தில் மேகத்தினை உருவாக்கி மழையினைத் தருகிறது. பிறகு காற்று மலையின் கீழ் இறங்குகிறது. அது சமயம் வெப்பமும், வறட்சியும் அதிகரிக்கிறது. இதனால் பனியானது உருகுகிறது. இளவேனில் கால வேளாண்மைக்கு இது சாதகமாகிறது.

ஃபான் காற்று வீச ஆரம்பித்ததும் வெப்பநிலை திடீரென உயர்கிறது. இது சில சமயங்களில் வேளாண் பயிர்களை

பாதிப்பதுண்டு. ஃபான் காற்று வீசும் பகுதிகளில் வானிலையில் அடிக்கடி மாற்றங்களை ஏற்படுத்துகிறது.

சிராக்கோ (Sirocco)

சஹாரா பாலைநிலத்தின் மேலுள்ள காற்று மிக வெப்பமாக இருக்கிறது. இக்காற்று மத்தியதரைக்கடல் தெற்கு எல்லைகளில் குவியும் போது ஒரு வாரம் வரை வெப்பநிலை குறையாமல் இருக்கும். இக்காற்றோட்டம் மத்தியதரைக்கடலின் குறுக்காக வட ஆப்பிரிக்காவிலிருந்து வீசுகிறது. ஆப்பிரிக்காவில் வறண்டு காணப்படும் காற்று, மத்தியதரைக்கடலை கடக்கும் போது ஈரத்தினைப் பெற்று தென் இத்தாலி பகுதியில் ஈரக்காற்றாக வீசுகிறது.

லூ (Loo)

இவ்வகை காற்றோட்டம் இந்தியாவில் ராஜஸ்தான், குஜராத், ஹரியானா, பஞ்சாப்,, மேற்கு உத்திரபிரதேசம் போன்ற பகுதிகளில் வீசுகிறது. இது மே, ஜூன் மாதங்களில் சூரியவலிப்பை ஏற்படுத்தக்கூடிய அளவிற்கு கடுமையான வெப்பத்துடன் வீசுகிறது.

இவை தவிர லெவஷி, லெஸ்டி, சிமூம், கம்சின் மற்றும் பல வெப்ப தலக்காற்றுகள் உலகின் பலப்பகுதிகளில் வீசுகின்றன.

குளிர் தலக்காற்றுகள்

குளிர் தலக்காற்றுகள்	இடங்கள்
ஹர்மத்தான்	மத்திய ஆப்பிரிக்கா
மிஸ்ட்ரல்	ஆல்ப்ஸ் மலை
புர்கா	இரஷ்யா
நார்ட்	மெக்சிகோ வளைகுடா
பாம்பெரோ	அர்ஜென்டைனா

ஹர்மத்தான்

இது குளிர்காலத்தில் சஹாரா பாலைவனம் துரிதமாகக் குளிர்வதால் தோன்றும் வறண்ட குளிர் காற்றாகும். வெப்பமான ஈரக்காற்றினைப் பெற்றுள்ள கடற்கரை பிரதேசங்களுக்கு நல்ல மாறுபாட்டினைத் தருகிறது. இக்காற்று டாக்டர் காற்று என்றும் அழைக்கப்படுகிறது.

மிஸ்ட்ரல்

இது ஆல்ப்ஸ் மலையிலிருந்து மத்தியதரைக்கடல் நோக்கி வீசுகிறது. ஆல்ப்ஸ் மலைப்பகுதிகளில் கீழே இறங்கும் பொது வெப்பமடைந்து உலர் நிலையுடன் வீசுகிறது.

புர்கா

இது ரஷ்யாவிலும், மத்திய சைபீரியாவிலும் வீசக்கூடிய பனிக்கட்டி நிரம்பிய காற்றோட்டமாகும்.

நார்ட்

இது மெக்ஸிகோ வளைகுடாவில் வீசக்கூடிய குளிர் நிறைந்த காற்றாகும். இது வீசும் பகுதியில் வெப்பநிலை 5-10 டிகிரி செல்சியஸ் வரை குறைகிறது.

பாம்பெரோ

அர்ஜென்டினா , உருகுவே நாட்டின் பாம்பாஸ் பகுதியில் தெற்கிலிருந்து கோடையில் வீசுகிறது.

பிளிஸார்ட்ஸ், பியூரன், லெவென்டெர், பைஸி, நார்தெர் போன்றவை பிற குளிர் தலைக்காற்றோட்டங்கள் ஆகும்.

BASICS OF CLIMATOLOGY

UNIT-III

ATMOSPHERIC PRESSURE

Atmospheric pressure is defined as the total weight of a mass of column of air above per unit area at sea level. The atmospheric pressure is maximum at sea level. At sea level, the column of mercury will rise (on average) to a height of 29.92 inches or 760 millimeters or 1013.2 millibars. This is the standard air pressure at sea level.

Measuring Atmospheric Pressure

Any instrument that measures air pressure is called a ***Barometer***. In a mercurial barometer (Fortin's barometer), a column of mercury in a glass tube rises or falls as the weight of the atmosphere changes. Altimeter, Aneroid Barometer is also used for the measurement of pressure. Scientists often use the kilopascal (kPa) as their preferred unit for measuring pressure.

1 kilopascal is equal to 10 millibars.

Another unit of force sometimes used by scientists to measure atmospheric pressure is the **newton**.

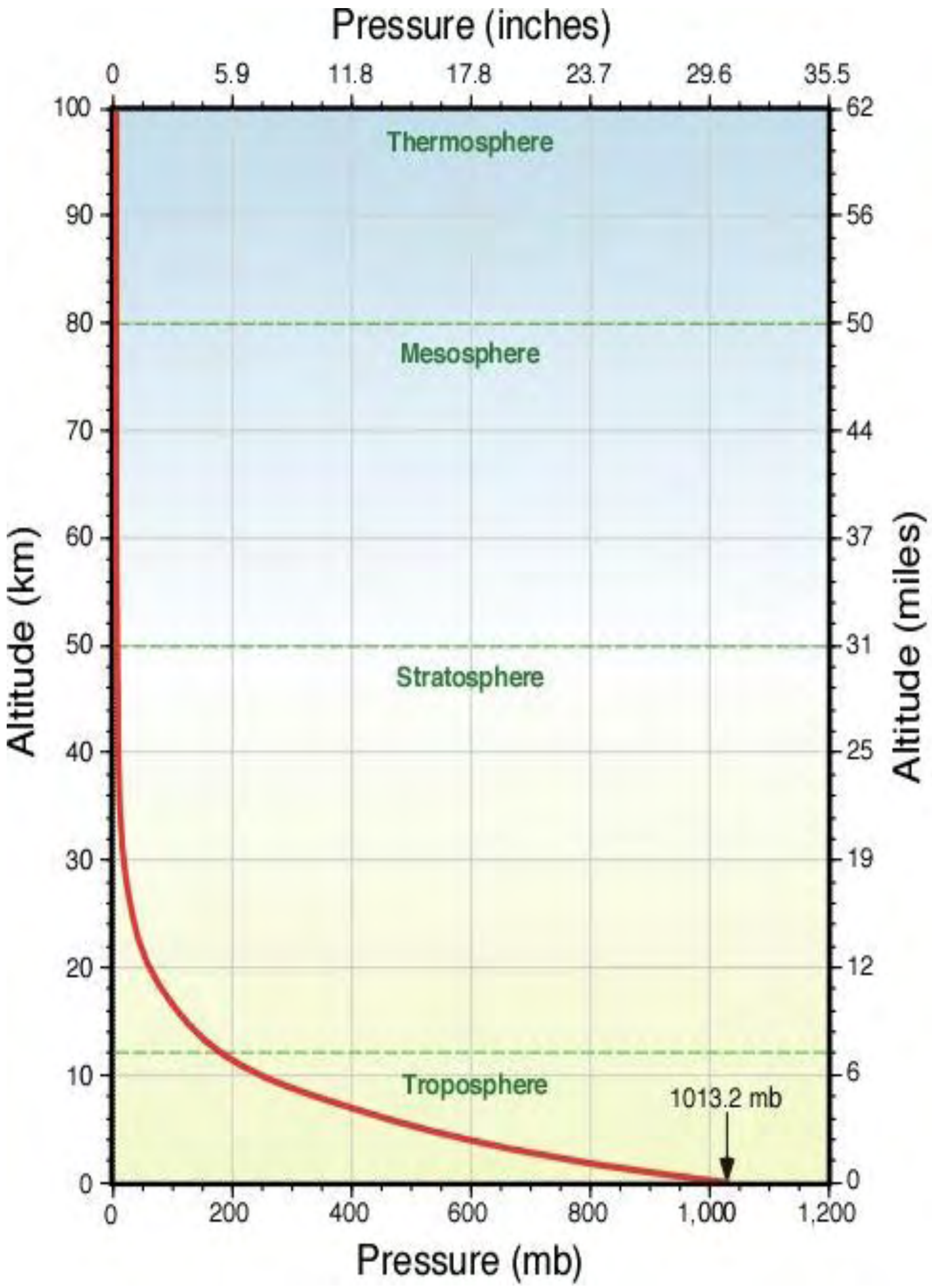
One millibar equals 100 newtons per square meter (N/m^2).

Pressure on Earth varies with the altitude of the surface; so air pressure on mountains is usually lower than air pressure at sea level. As elevation increases, there is less overlying atmospheric mass, so that atmospheric pressure decreases with increasing elevation. Pressure decreases with increasing altitudes at a rate of 0.1 inch or 3.4 mb per 600 feet.

Air pressure varies seasonally, diurnally and spatially. There is an inverse relationship between temperature and pressure. When the temperature of a place increases, the atmospheric pressure decreases.

"*When the mercury of thermometer rises, mercury of barometer falls*".

As the gravity of the Earth pulls the molecules and gases towards the ground, the lowest layer of the air becomes densest. This dense layer of air exerts the greatest pressure. Air inside the human body exerts equal amount of outward pressure which balances the inward atmospheric pressure; so we do not feel the enormous weight of air pressure.



Change in average atmospheric pressure with altitude.

The following factors affect the atmospheric pressure distribution.

1. Temperature:

- As the temperature increases, air expands (its density decreases) which results in low pressure.
- On the other hand air shrinks due to low temperature (its density increases) which creates high pressure.

- Equatorial regions have low pressure because of high temperatures.
- On the other hand Polar Regions have high pressure due to low temperature.

2. Height from Sea Level:

- Air pressure is created due to weight of air; therefore sea level has highest air pressure.

- As we move upward from sea level, air pressure decreases because the upper air is light and its density is low.

- Air pressure is reduced to half at the height of 5 Kms from seal level and at the height of 11 kms it is reduced to one fourth.

- It is because of low pressure in mountainous regions that breathing gets hard.

3. Moisture in Air (Humidity):

- Conversion of water from liquid state to gaseous state because of evaporation is known as atmospheric humidity.

- Water vapors are light in weight therefore they rise up and pressure of humid air decreases as compared to dry air.

- Amount of water vapors changes with time and place and because of this the pressure of air also varies.

4. Gravitation of the Earth:

- Atmospheric pressure is directly proportional to the force of gravity.
- The air near the ground is pulled by the gravity and compressed by the air higher in the sky.
- This causes the air near the ground to be denser.

5. Rotation of Earth:

- Rotation of Earth produces centrifugal force which has more effect in Equatorial region while lesser effect on Polar Regions.

- Centrifugal force pushes things away from its core.

- Same is the effect on air pressure which results into lesser pressure in Equatorial regions as compared to that in Polar Regions.

The rate of change of pressure per unit horizontal distance is called ***'Pressure Gradient'***

PRESSURE BELTS OF THE WORLD

Distribution of Air Pressure

As air is present all around the Earth, it may be distributed in two ways namely- horizontally and vertically.

1. Horizontal Distribution:

Air pressure of a particular place changes with day and night, with summer and winter but average air pressure conditions remain same. On maps these variations are shown with help of isobars.

Generally air pressure is divided into two types:

a. High pressure.

b. Low pressure.

Pressure Belts of the World

On the basis of combined effect of various factors affecting the air pressure on different latitudes, **seven air pressure belts** are found on the Earth. There are high and low alternate pressure in Northern and Southern hemisphere and one common equatorial pressure.

1. ***Equatorial low pressure belt:***

- **I**t is located on either side of the geographical equator.
- Extending between 5°N latitude of Equator to 5°S latitude is known as Equatorial low pressure belt.
- This is ***'thermal in origin'***.

- It is the zone of convergence of North-east and South-east Trade Winds.

- This belt is called ***'Doldrums'*** because of the frequent calm conditions. It is a continuous belt of windless weather or belts of calm.

- It is otherwise termed Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ).

- Ships travelling in these latitudes get stuck on windless waters.

Following are the reasons which are responsible for its origin:

(i) Rays of sun fall vertically in this region whole the year long and because of this temperature is high which creates low pressure (Ht=Lp) resulting in little or no surface wind.

(ii) Owing to high temperature, evaporation process is also very fast while large number of water vapors' decreases the weight and density of air resulting in reduction of air pressure.

(iii) Rotation of Earth has its maximum effect on Equator and so is effect of centrifugal force which results into reduction in air pressure.

2. **Subtropical High Pressure Belts:**

   - At about 25° to 35° N & S latitudes, high pressure regions are found in both hemispheres.

   - This zone has subsidence of air from higher altitudes.

- The belt is dynamic in origin.
- Descending of winds causes high pressure over the surface due to their contraction of their volume.
- So this belt is characterized by anti-cyclonic conditions, resulting in atmospheric stability and aridity resulting in hot deserts of the world in western margins of continents.
- The zone of high pressure is called ***'Horse Latitudes'*** because of the prevalence of frequent calms. Sailors unable to travel in these latitudes by ships would throw the horses they were transporting overboard to make the ships lighter. So the phrase 'horse latitudes' was born.
- This zone of high pressure is not a continuous belt but broken into a number of high pressure cells.

3. **Sub-Polar Low Pressure Belts:**

    - Between the latitudes of 60°and 65°in both the hemispheres low pressure regions are found.
    - This zone is more developed and regular in the Southern Hemisphere because of the dominance of water.
    - It is broken in the Northern Hemisphere. But there are well developed belts over the oceans in the Northern Hemisphere .e.g.- near Aleutian Islands in the Pacific Ocean and between Greenland and Iceland in the Atlantic Ocean.
    - It is dynamic in origin.

4. Polar High Pressure Belts:

- At poles (North & South Poles) high pressure regions are formed because of very low temperature (below freezing point).
- Both the factors thermal and dynamic operate at the poles.
- High pressure prevails throughout the year.

Shifting of Pressure Belts:

It is important to mention that these belts are not stable. There are diurnal, seasonal and annual changes. They shift according to the position of overhead sun e.g. in Northern Hemisphere, pressure belts shifted to North in summer and shifted to south in winter.

Diurnal change of thermal condition alters the pressure condition and so the wind shifts its direction regionally. Sea breezes and land breezes are the examples of local shifting of pressure.

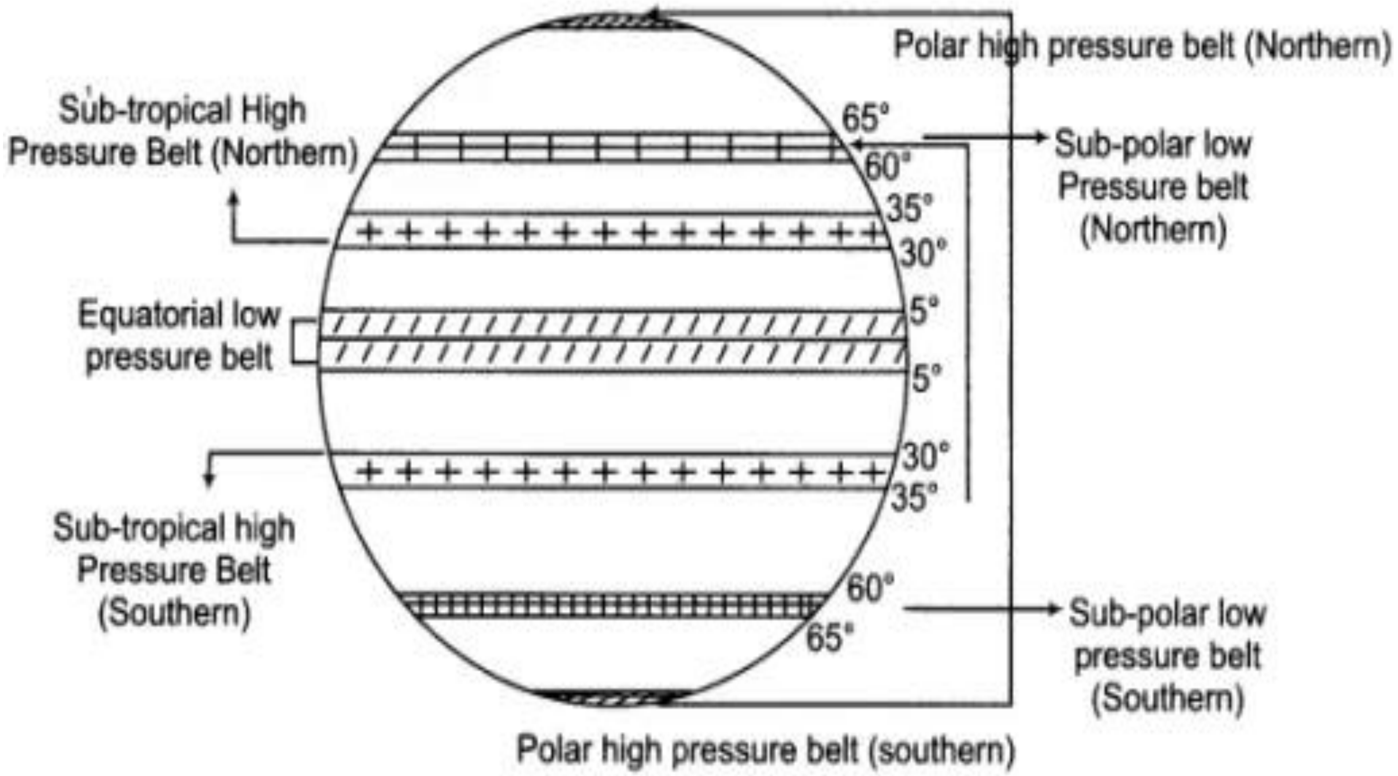


Fig. Distribution of Air Pressure belts on Globe

2. Vertical Distribution of Pressure:

Air pressure on Earth exists due to pressure of upper layers. Atmosphere extends up to the height of hundred kilometers from the Earth surface. Air pressure is highest at sea level because the density of gases is highest in lower layers. At the height of Mt. Everest, the air pressure is about two-thirds less than what it is at the sea level.

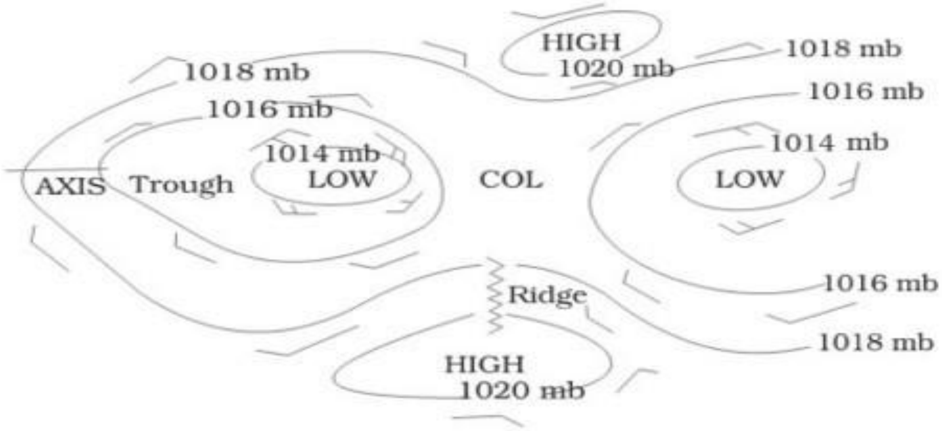
Air pressure and height are reversely proportional to each other, which mean air pressure decreases due to increase in

height. But the rate of fall in air pressure decreases with increase in height. In general, the atmospheric pressure decreases on an average at the rate of about 34 millibars every 300 metres of height

ISOBARS

Isobars : Isobars are those lines drawn on a map which enjoins places with same air pressure. This air pressure is measured, taking average air pressure at sea level as base so that difference created by increase in height may vanish. For this purpose air pressure for isobars is deducted 34 milbars for each 300 meters height.

- When Isobars are above normal value, they form clustering around in a circular manner and are known as **'high pressure region'**.
- When there is clustering of Isobars belonging to less than normal value, they are known as **'low pressure region'**
- An outward extension of high pressure into a region of low pressure is known as a **'ridge'.**
- An extension of low pressure into a region of high pressure is known as '**Trough'**.
- An area of almost uniform pressure between two highs and two lows is known as **'Col'**.



GENERAL CIRCULATION OF WINDS

Atmospheric circulation is the large-scale movement of air and together with ocean circulation is the means by which thermal energy is redistributed on the surface of the Earth. The circulation of wind in the atmosphere is driven by the rotation of the earth and the incoming energy from the sun. Also, there is close relationship between pressure gradient and circulation of air. So, the air moves from high pressure to low pressure. Pressure gradient, rotation of the earth, and coriolis force, frictional force, centrifugal action of wind etc. affect and control air motion.

Wind circulates in each hemisphere in three distinct cells which help transport energy and heat from the equator to the poles.

1. Hadley cell

- The circulation cell closest to the equator is called the *Hadley cell*.
- The atmospheric circulation pattern that George Hadley described was an attempt to explain the trade winds.
- Hadley cells exist on either side of the equator.
- The Hadley Cell involves air rising near the equator, flowing toward the North and South Poles, returning to the surface of the Earth in the subtropics, and flowing back toward the equator at the surface of the Earth.
- This flow of air occurs because the Sun heats air at the Earth's surface near the equator.

- Hadley Cells are the low-latitude overturning circulations that have air rising at the equator and air sinking at roughly 30° latitude.

2. Ferrel Cell

- From 30° latitude to 60° latitude, a new cell takes over known as the Ferrel Cell.

- With the converging air masses at the surface, the low surface pressure at 60° latitude causes air to rise and form clouds.

- Some of the rising warm air returns to 30° latitude to complete the Ferrel Cell.

- This movement is the reverse of the airflow in the Hadley Cell.

3. Polar cell

- The smallest and weakest cells are the Polar cells, which extend from between 60 and 70 degrees north and south, to the poles.

- ❖ Near the ground level, air currents flow from the poles toward the equator.
- ❖ These are called polar easterlies, because they are distracted from eastside by the rotation of the earth.
- ❖ Near the 60th latitude, the winds are heated and rise up on the way to the South. This second circulation is called Polar cell.

WIND DIRECTION AND RELATED LAWS

The direction of surface winds is usually controlled by the pressure gradient, rotation of the earth and friction of the earth. Because of the rotation of the earth along its axis, the winds are deflected and do not blow in a straight direction. The force which deflects the direction of winds is called ‘Coriolis Force’. This force is also called deflection force. Because of Coriolis force, all winds are deflected to the right in the northern hemisphere and left in the southern hemisphere (Ferrel’s Law).

Frictional force not only reduces the speed of the wind but also deflects wind. Frictional forces are effective only up to

an elevation of 1-3 km and over the ocean surface, frictional force is minimal.

The earth rotates from west to east. The whole earth completes one rotation in 24 hours. The rotational speed of the earth is highest at the equator and decreases pole ward. When the wind moves either northward or southward in straight path in equatorial region, it does not move to its destination, because the wind lags behind due to high rotational speed of the earth.

PLANETARY WINDS

CLASSIFICATION OF WINDS

The wind is caused by differences in atmospheric pressure**.** Atmospheric motion or wind movement is divided into three categories.

1. **Primary circulation** including planetary wind systems which are related to pressure belts (e.g. trade winds, westerlies and polar easterlies)
2. **Secondary circulation** consisting of cyclones, anticyclones, monsoons and air masses and
3. **Tertiary circulation** includes local winds.

The winds blowing in the same direction throughout the year are called prevailing winds. They are invariable or planetary winds because they involve larger areas of the globe.

Winds with seasonal changes in their directions are called seasonal winds (e.g. monsoon winds).

Winds blowing in a particular locality are called local winds (e.g. Chinook, sirocco, harmattan, mistral, bora, blizzards, loo etc.).

Winds blowing from hill tops to the valleys and from valley floor to the hill tops are called mountain and valley breezes.

Winds blowing from land to sea and from sea to land are called land and sea breezes.

So, winds can be broadly be grouped into two categories:

1. Prevailing or permanent or invariable winds –Trade winds, Westerlies and Polar Easterlies.

2. Variable winds are grouped into seasonal winds, local winds, mountain and valley breezes and land and sea breezes.

PLANETARY WINDS

Any wind system of the earth's atmosphere which owes its existence and direction to solar radiation and to the rotation of the earth are called ***Planetary Wind***. Planetary winds effect climate because they cause the land to cool down. They

also cause the moisture in the air to condense and from clouds, thus precipitation.

The characteristics of planetary winds are as follows:

- ❖ These winds being controlled by the pressure belts to blow towards the same direction throughout the whole year.
- ❖ Blow from high to low pressure, over the earth surface and oceans throughout the year and in a particular direction.
- ❖ These winds are named according to the direction from which they blow.
- ❖ These winds are divided into 3 categories viz.

1. Trade Winds (Tropical Easterlies)
2. Westerlies
3. Polar winds (Polar Easterlies)

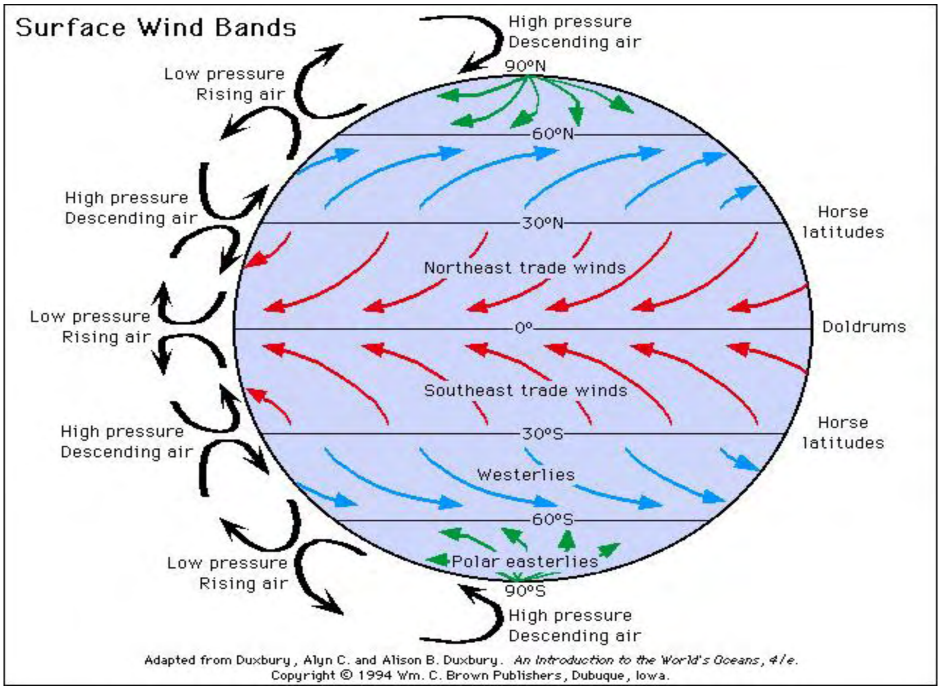
1. Trade Winds (Tropical Easterlies)

- The sun's rays fall vertically over the equatorial region, so the air becomes hot and goes upwards.
- As a result, the air moves towards north and south directions through the upper atmosphere.
- Moving up to 30° latitudes some part of this air finds its way to come downward and blows towards the equatorial low pressure belt. This part of the air is known as the Trade Wind.
- According to Ferrel's Law, the trade wind blows from north-east in the northern hemisphere and south-east in the southern hemisphere. The trade wind of northern hemisphere is known as North-East Trade Wind and that of southern hemisphere as South-East Trade Wind.
- The sky remains clear and the weather is hot and dry as this trade wind originates in the high pressure zones.
- The big deserts of the world are situated nearer to this area. For example, the Sahara desert, the Lybian desert, the Arabian Desert in the northern hemisphere and the

Kalahari Desert in the southern hemisphere can be mentioned.

Winds are blowing from subtropical high pressure area to equatorial low pressure area (Extremely steady winds). So, the main characteristics can be summed up as follows:

- Since they travel from high latitude to low latitude area, they become gradually hot and dry and hence have a great capacity to hold moisture
- These winds cause good rainfall on eastern margins of the continents (onshore winds) as they get moisture after blowing over oceans. They make the western margins of continents as deserts and dry throughout the year because they become moisture less.
- These winds converge near equator and form ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone). Here these winds are forced to rise and causes heavy rainfall.
- Very little surface wind exists here.



Source: https://history.aip.org

2. The Westerlies

❖ This is known as West Wind. In the northern hemisphere, it blows from south-west and in the southern hemisphere from north-west direction.

❖ As the area of the landmass is greater in the northern hemisphere, some changes occur in the air motion.

❖ In the southern hemisphere, the maximum area is covered by the water bodies and hence the west wind blow strongly and this air movement is known as ***'Brave West Winds'*** in the southern hemisphere.

❖ These brave winds are associated with storms and gales.

- ❖ Westerlies can be termed as '***Roaring Forties'***, '***Furious Fifties***' and '***Shrieking Sixties*** 'in the latitudes of 40,50 and 60 degrees in southern hemisphere.

Major characteristics of the Westerlies can be summed up as follows:

- Winds blowing from subtropical high pressure belts towards subtropical low pressure belts
- Blow from lower latitudes to higher latitudes
- Cause considerable rainfall particularly on western margins of the continents
- Not all the western coast of the temperate zone (30^0- 60^0) receive Westerlies throughout the year due to shifting of wind belts.

3. Polar winds (Polar Easterlies)

- ❖ The polar easterlies are the dry, cold prevailing winds that blow from the high-pressure areas of the polar highs at the north and south poles towards low-pressure areas.
- ❖ Cold air subsides at the pole creating the high pressure, forcing a southerly outflow of air towards the equator.

- Since the winds originate in the east, they are then known as easterlies.
- In the middle latitudes, the polar easterlies are often weak and irregular.

So, major characteristics can be pointed out as follows:

- Winds blowing from polar high to sub polar low pressure belt
- They are very cold in nature as originate in polar areas and do not cause much rainfall
- These winds give birth to cyclones when they come in contact with Westerlies.
- Influence the climate wherever they flow.

Measurement of Winds

The instrument widely used for measuring wind direction is called weather cock or wind vane. The speed of the wind is measured by an anemometer and is estimated by Beaufort wind scale, which has measures from 0-12. Zero indicates calm wind when smoke raises vertically, 12 shows the speed of hurricane type devastative cyclonic conditions.

MONSOON WINDS

Seasonal Winds

- Seasonal winds are movements of air repetitively and predictably driven by changes in large-scale weather patterns.
- Seasonal winds occur in many locations throughout the world.
- Commonly recognized seasonal winds are the monsoon winds.
- The winds that change their direction with onsets of different seasons are hence called as ***Seasonal Winds***. Example - A ***monsoon*** is a type of seasonal wind in low-latitude climates that seasonally changes direction between winter and summer.

What are Monsoons?

- The word monsoon originates from Arabic ***mauzim,*** meaning season.
- It was first used to depict the winds in the Arabian Sea, by the Arab navigators but later it was extended for seasonally changing wind systems all over the world.
- The driving force shaping monsoons is the difference in the heating of land and water surfaces, which results in land-ocean pressure differences.

- Monsoons were traditionally explained as "*land* ***and sea breezes on a large scale".*** Thus, they were considered a ***convectional circulation on a giant scale.***
- The monsoons are characterized by ***seasonal reversal*** of wind direction.
- During summer, the trade winds of southern hemisphere are pulled northwards by an apparent northward movement of the sun and by an intense low pressure core in the north-west of the Indian subcontinent.
- While crossing the equator, these winds get deflected to their right under the effect of **Coriolis force.**
- These winds now approach the Asian landmass as south-west monsoons. Since they travel a long distance over a vast expanse of water, by the time they reach the south-western coast of India, they are over-saturated with moisture and cause heavy rainfall in India and neighboring countries.
- During winter, these conditions are reversed and a high pressure core is created to the north of the Indian subcontinent. **Divergent winds** are produced by this **anticyclonic movement** which travels southwards towards the equator. This movement is enhanced by the apparent southward movement of the sun. These are north-east or winter monsoons which are responsible for some precipitation along the east coast of India.
- The **winter monsoon is stronger** than the summer monsoon.

- The Asian monsoon is one of the most vigorous climatic phenomena on Earth and also one of the most societally important.
- The monsoon drives vital seasonal rainstorms that water crops and forests as well as damaging typhoons and floods.

Monsoonal Distribution

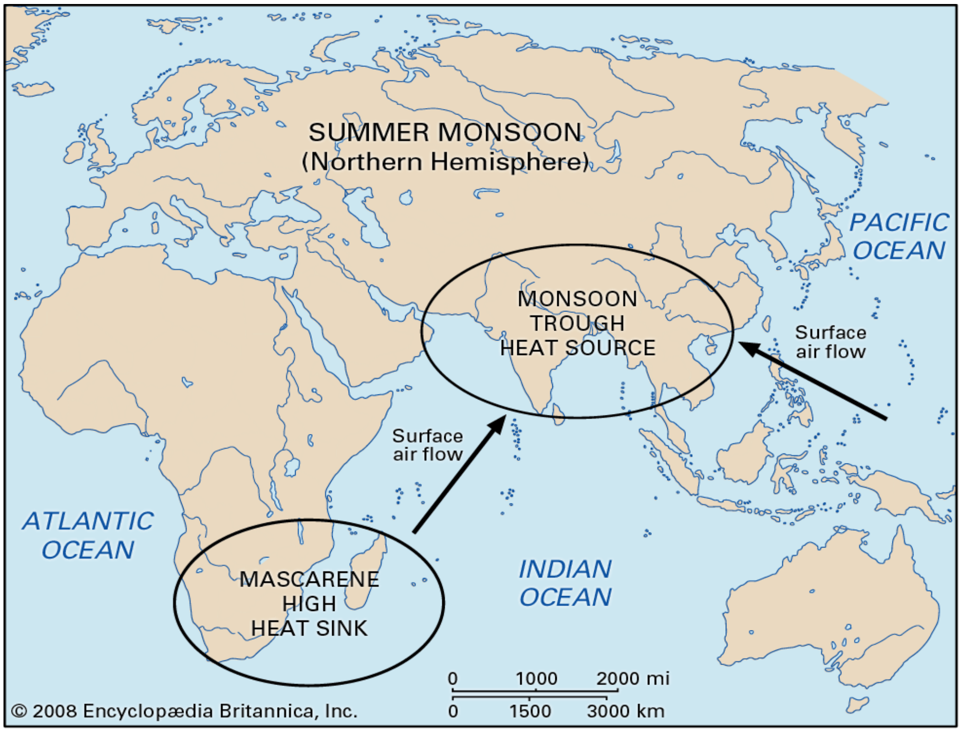
- The most pronounced monsoon system is in eastern and southern Asia. Monsoons can also be observed in West Africa, Australia, or the Pacific Ocean. Even in the southwestern United States, a smaller scale monsoonal circulation system exists (called North American monsoon, Mexican monsoon, or Arizona monsoon).
- Monsoons are more developed in India, Bangladesh, Sri Lanka and Myanmar which experiences monsoonal climate.
- The East Asian monsoon affects large parts of Indochina, the Philippines, China, Taiwan, Korea and Japan. It is characterized by a warm, rainy summer monsoon and a cold, dry winter monsoon.
- The most prominent monsoons occur in South Asia, Africa, Australia, and the Pacific coast of Central America. With the world's strongest monsoons, this region stretches from the South China Sea into the Indian Ocean and includes Asia and the northern end of Australia. From June until September, summer monsoon rains occur in South

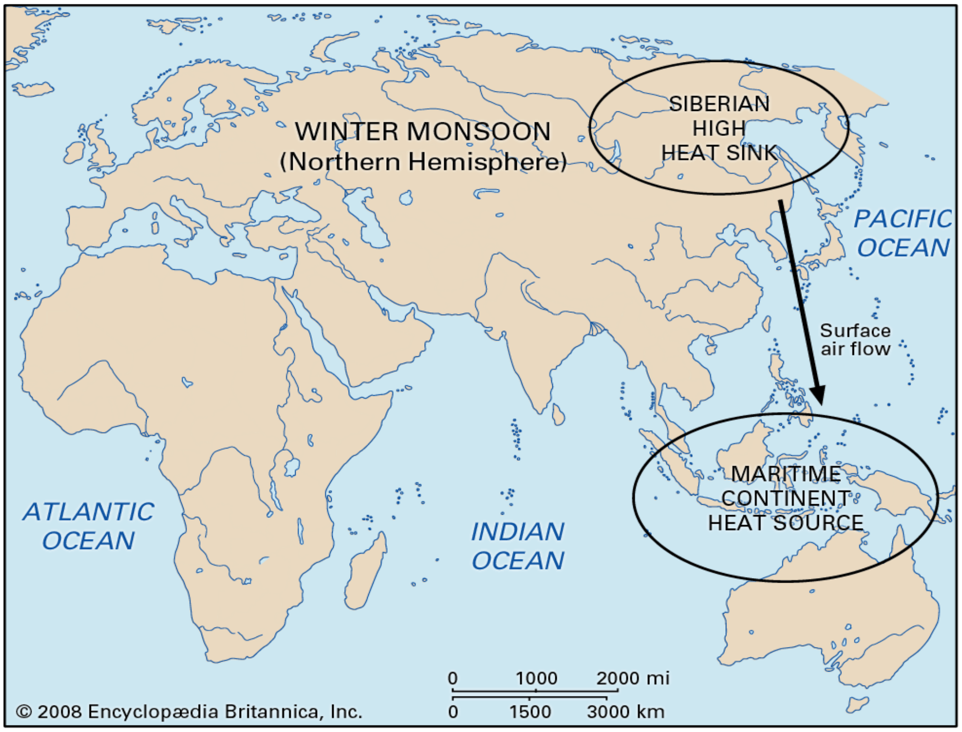
Asian countries such as Vietnam, Thailand, Cambodia, Bangladesh, Laos, India, and Pakistan

Impact of monsoons

- The agricultural economies of impacted areas (e.g., Asia or India) frequently depend on the moisture provided by monsoons.
- The variations in the wind and precipitation patterns are so great, that more severe winds and storms can result in flooding that can damage thousands of lives.
- They are not steady winds; vary from year to year.
- They have active and break spells in rainfall distribution.
- They are unreliable in nature.
- The onset on monsoons may be early or delayed

SUMMER & WINTER MONSOONS





INDIAN MONSOONS

- The monsoon is caused by differing temperature trends over the land and ocean.
- In India, the southwest summer monsoon is attracted by a low pressure area that's caused by the extreme heat of the Thar Desert in Rajasthan and adjoining areas during summer.
- During the monsoon, the wind direction reverses. Moisture-laden winds from the Indian Ocean come to fill up the void, but because they can't pass through the Himalayas region, they're forced to rise. The gain in altitude of the clouds results in a drop in temperature, bringing about rain.
- When the southwest monsoon reaches India, it splits into two parts around the mountainous region of the Western Ghats in south-central India.
- One part moves northwards over the Arabian Sea and up the coastal side of the Western Ghats.

- The other flows over the Bay of Bengal, up through Assam, and hits the Eastern Himalayas and causes very heavy rainfall.
- Mowsynram in Meghalaya receives the highest annual rainfall in the world. It blows for four months from June-September.
- The southwest monsoon's withdrawal begins as North East Monsoon with the direction of air circulation again reversing.
- By early October, variable winds are very frequent everywhere. At the end of the month, the entire Indian region is covered by northerly air and the winter monsoon takes shape.
- The surface flow is deflected by the Coriolis force and becomes a northeasterly flow. This causes an October–December rainy season for the extreme southeast of the Deccan (including the Madras coast)

Rainfall in the tropical monsoon climate is seasonal in nature and is often irregular and uneven. The agriculture of India is dependent on the rainfall brought by the seasonal monsoon winds. The monsoon brings adequate rainfall here in India which helps the crops to grow well and helps in increase in the production of the crops. Some years, too little rainfall during the summer monsoon can cause dire conditions for farmers on land. Indian agriculture is described as a gamble with the monsoons due to its erratic nature. Too much rainfall and overly strong winds can make coastal waters unsafe, preventing fishermen throughout the country from heading to sea to catch the fish they depend on for income.

LOCAL WINDS

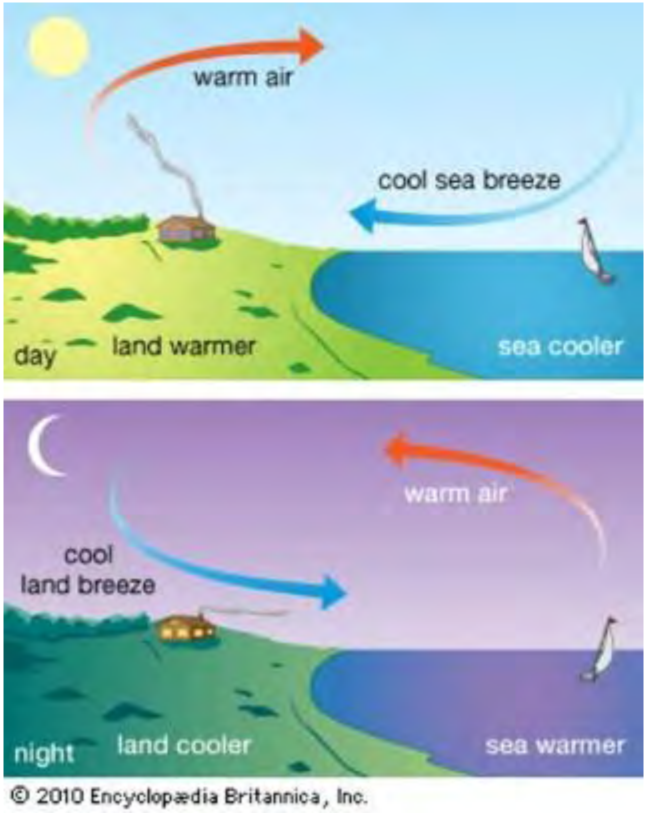
- Local winds are winds that blow over a limited area.
- Local winds blow between small low and high pressure systems.
- They are influenced by local geography.
- Nearness to an ocean, lake, or mountain range can affect local winds.
- Local winds can affect the weather and climate of a region.
- Local winds occur on a small spatial scale, their horizontal dimensions typically several tens to a few hundreds of kilometers.
- They also tend to be short-lived - lasting several hours to a day.
- There are many such winds around the world, some of them cold, some warm, some wet, some dry.
- There are many hazards associated with the winds.

Land and Sea Breezes

Ocean water is slower to warm up and cool down than land. So the sea surface is cooler than the land in the daytime. It is also cooler than the land in the summer. The opposite is also true. The water stays warmer than the land during the night and the winter. This difference in heating cause local winds known as land and sea breezes.

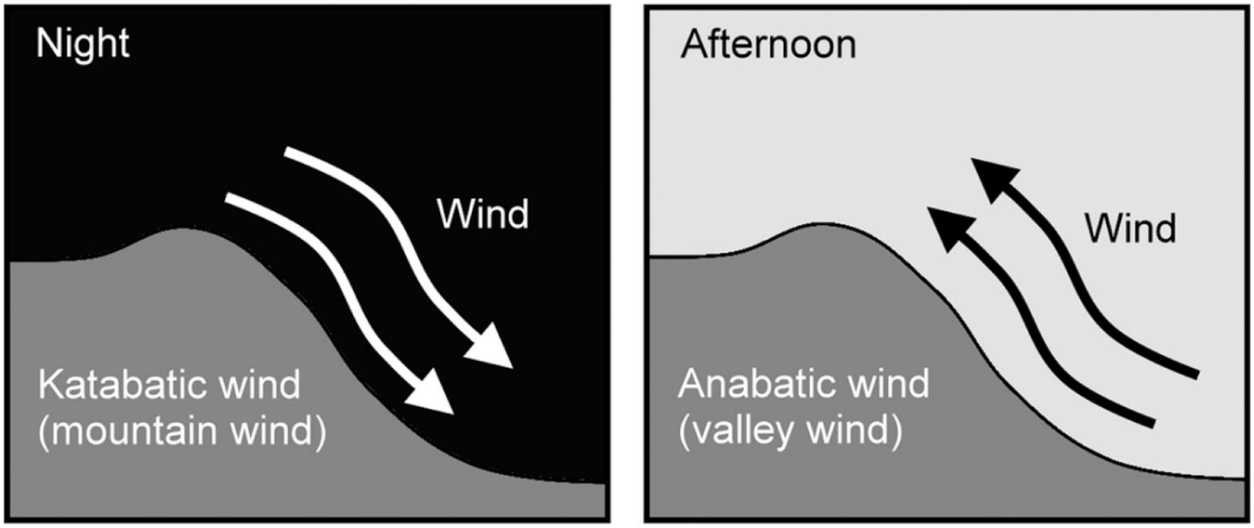
- A **sea breeze** blows from sea to land during the day or in summer. That's when air over the land is warmer than air over the water. The warm air rises. Cool air from over the water flows in to take its place.
- A **land breeze** blows from land to sea during the night or in winter. That's when air over the water is warmer than air over the land. The warm air rises. Cool air from the land flows out to take its place.

LAND & SEA BREEZES



Mountain and Valley Breezes

The air on a mountain slope warms more than the air over the nearby valley. The warm air rises and brings cool air up from below. This is a valley breeze. At night the mountain slope cools more than the air over the valley. The air flows downhill creating a mountain breeze.



The mountain cools down, the air becomes heavier so it descends

The sun warms the mountain, the air is lighter and ascends

Chinook

Chinook winds occur when air is forced over a mountain range. It is a warm, westerly wind found in western North America – Canada and the USA, when air from the Pacific blows over the Rocky Mountains and other upland areas. This is a hot and dry wind blowing along the eastern slope of the Rockies and covers an area from the Southern part of Colorado in the south to

British Columbia in the north. Due to its effect, the snow melts and green grass sprouts even in the winter. The word Chinook means ***'snow eater'***.

Föhn

This is a warm, dry, gusty wind which occurs over the lower slopes on the lee side (the side which is not directly exposed to wind and weather of a mountain barrier). It is a result of forcing stable air over a mountain barrier.

The onset of a Föhn is generally sudden. Föhn winds occur quite often in the Alps. It helps in early ripening of grapes.

Harmattan

These dry, dusty trade wind blows off the Sahara Desert across the Gulf of Guinea and the Cape Verde Islands. Dust and sand are carried many hundreds of kilometers out to sea. Sometimes it is called as ***'DOCTOR***, because of its supposed healthful properties.

Scirocco/ Sirocco

This is a hot, dry southerly wind which blows from the Sahara in northern Africa into the southern Mediterranean. It picks up moisture as it crosses the Mediterranean and can reach Spain, France, Italy and Greece bringing Saharan dust and hot, windy, damp weather, often with fog or low stratus cloud.

Mistral

The mistral is also a strong and often violent wind. It blows from the north or north-west down the Rhône Valley of southern France and across the Rhône Delta. It may blow continuously for a day or two. It attains speeds of 100km/h, causing considerable damage to crops.

Bora

Bora is a strong, cold and gusty north-easterly wind which descends to the Adriatic Sea from the Dinaric Alps.

Blizzard

These winds affect Polar Regions of Canada and USA. On the arrival, the temperature falls below freezing point. In the Tundra and Siberian regions of Russia, it is known as Purga and Buren.

Santa Ana winds

They are responsible for many large fires in Southern California The Santa Ana winds arrive at the end of California's long summer drought season.

Bise

This is a cold dry wind which blows from the north-east, north or north-west in the mountainous regions of southeastern France and western Switzerland in winter months. The Bise is accompanied by heavy cloud.

Khamsin

They are hot, dry, dust-laden, southerly wind over Egypt, the Red Sea and eastern parts of the Mediterranean Sea ahead of eastward-moving depressions.

Pampero

The name is given to severe line squalls in Argentina and Uruguay and is usually accompanied by rain, thunder and lightning, a sharp drop in temperature and a sudden change of wind direction.

Loo

A Harmful Wind that blows in the plains of northern India and Pakistan. It is a very hot and dry wind blows from the west in the months of May and June, usually in the afternoons. Its temperature invariably ranges between 45°C and 50°C. It may cause sunstroke to people.

Thus, local winds blow due to local variation in the temperature and pressure. They blow in the lower layers of the Troposphere.

$$$$$$$$$