تعريف وتطور علم المناخ

- **المناخ وعلم المناخ: Climate and Climatology**

المناخ: هو الحالة السائدة للعناصر الطبيعة في القسم الداخلي من الغلاف الجوي في مكان أو أقليم معين. ويتم تحديد تلك الحالة السائدة من خلال رصد ودراسة وتحليل تلك العناصر لفترة زمنية طويلة يستحسن أن لاتقل عن 30 سنة.

لذلك علم المناخ: هو ذلك العلم الذي يهتم بخصائص الحالة السائدة للعناصر الطبيعة في القسم السفلي ويهتم بتبايناتهم الزمانية والمكانية وأثر ذلك على الإنسان وبيئته وإنتاجه.

- **الطقس وعلم الطقس: Weather**

الطقس هو حالة العناصر الطبيعية في القسم السفلي من الغلاف الجوي في مكان أو أقليم معين لفترة زمنية قصيرة تمتد من ساعات قليلة إلى يوم أو يومين.

لذلك يمكن القول أن المناخ هو معدل حالات الطقس ومع الأخذ في الاعتبار الحالات الجوية الشاذة عند التعبير عن المناخ.

- **علم الأرصاد الجوية: Meteorology**

هو ذلك العلم الذي يهتم بقياس وتحليل وعرض خصائص العناصر الطبيعة في القسم السفلي من الغلاف في مكان أو أقليم الجوي وهو يخدم كل من المناخ والطقس من خلال توفير الطرق والأساليب لدراسة وتحليل العناصر الطبيعة في الجزء السفلي من الغلاف الجوي.

- **تطور علم المناخ:**
  - معرفة علم المناخ قديمة.
  - الأشوريين وضعوا نظام قياس الزمن وترتيب الفصول في القرن الخامس ق.م.
  - قسم Parmenides سطح الأرض إلى خمس أقاليم كبرى مناخيه.
  - Hippocrates اهتم بأثر المناخ على صحة الإنسان عام 400 ق. م حيث ألف كتاب الهوا والماء والمكان Air,wtar.Place. اليوناني Aristotle's ألف كتاب Meteorological

- المسلمون كان لهم دور في تطوير علم المناخ من خلال تحديد دخول الفصول من خلال رحلاتهم وبالذات في جنوب شرق آسيا حيث حددوا الرياح الموسمية المطيرة Monsoon وتحديد الأعاصير Typhon. وبحث المسلمون أسباب الظواهر الجوية مثل كتابات الحكيم للكندي وابن سيناء.
  - أهتمو بالتقسيمات المناخية الأقليمية مثل ما ورد في كتاب الأدريس نزهة المشتاق في اختراق الأفاق وماورد في كتاب العمدة البحرية لسليمان المهدي.
  - وأهتم المسلمون بترجمة كتب الأمم السابقة.

- القرن السادس عشر أهتم الإنسان بأجهزة قياس العناصر المناخية حيث قام جاليو عام 1592 بأبتكار جهاز Thermometer ونورشيلي Torricelli بأبتكار جهاز قياس لضغط الجوي الزئبقي عام 1647.

- القرن السابع عشر تم تسجيل البيانات والمعلومات المناخية على خرائط Maps Climatological حيث قام Halley عام 1676 بوضع خرائط للرياح الموسمية و التجارية في جنوب شرق آسيا.

- القرنين الثامن والتاسع عشر بدء الحكومات في إنشاء محطات رصد جوية رسمية مما مكن من حساب متوسطات عناصر المناخ في كثير من أقاليم العالم وتحديد مناخ تلك المناطق مثل مافعل Bloget عند ما قام بحساب المتوسطات الحرارية وكميات الأمطار في الولايات المتحدة عام 1857. هذا السجل المناخي الإحصائي ايضاً مكن من بناء توقعات جوية إحصائية مثل عمل Abbe عام 1865 في الولايات المتحدة.

- عام 1919 وضع V.Bjerkans نظرية الجهات الهوائية القطبية Polar Front Theory وتابعة Rossbey في تحسين هذي النظرية.

- عام 1940 تم وضع نظرية التيارات النفاثة Jet Stream Theory
- خلال الحرب العالمية الثانية وبعدها كان هناك كثافة في توفر المعلومات والرصد الجوي والراداري للظواهر الجوية.

- 1960 أطلقت الولايات المتحدة أول قمر صناعي ميتورلوجي والمسمى Tirosl

- في الستينات الميلادية زاد الاهتمام بظاهرة النينو و لانينيا El-Nino and La-Ninia و اثرهما على مناخ العالم.

- في السبعينات زاد الاهتمام العالمي بالتغيرات المناخية و اثرها على مناخ الارض

- في الثمانينات و التسعينات زادت المعرفة الطقسية و المناخية من انتشار الحاسبات السريعة.

- من بداية القرن و حتى وقتنا الحالي زاد اهتمام العالم بالمعلومة الطقسية و المناخية اليومية خاصة مع إنتشار الاجهزة الذكية

تطبيقات علم المناخ

مقدمة:

- المجال العسكري: تاريخ العمليات الأرضية، العمليات البحرية، العمليات الجوية.
- المجال الزراعي: لحماية والتحسين النوعي والكمي للإنتاج من خلال، تحديد فعلية النمو، أهمية قيم درجات الحرارة، أهم قيم الأمطار، الرياح، الصقيع ...
- المجال الهيدرلوجي: الدورة الهيدرلوجيه لمعلومات المتعلقة بالأمطار والحرارة، الميزرنية المائية ...
- المباني والهندسة المدنية.
- الطرق.
- البيئة: التلوث، التصحر.
- السياحة: راحة الإنسان وما يتعلق بها.
- الفضاء.
- الغطاء النباتي الطبيعي والزراعي.

الغلاف الجوي للكرة الأرضية
Earth Atmosphere

هو غطاء سميك يتكون بشكل رئيس من الغازات يحيط بالكرة الأرضية من كل جانب.
والغلاف الجوي يمتاز بأنه مطاط ومتحرك Mobile لذلك يقبل التمدد والانكماش وهو شفاف Transparent لاغلب موجات الاشعاع الشمسي. الغلاف الجوي أقل كثافة من الغلاف المائي والصخري ولكن له وزن يتولد عنه ضغط. كتلة (Mass) الغلاف الجوي حوالي $56x10^{14}$طن ويقع أكثر من هذه الكتلة في حدود 5.5 كم عن سطح الأرض و99% في حدود 32كم عن سطح الأرض.

بعض فوائد الغلاف الجوي:

1- يحمى سطح الأرض من الأشعة الضارة.
2- يحمى سطح الأرض من الشهب والنيازك.
3- يشتمل على الغازات المهمة لحياة الإنسان والحيوان والنبات.
4- ينظم الحرارة ويحتفظ بها فبدونه يكون النهار 95وم والليل 140-
5- ينقل الصوت و الموجات
6- إعطاء السماء لونها المعروف.

نشئت الغلاف الجوي:

يتكون هذا الغلاف من مكونات أرضية فبعد غلف الأرض خرجت الغازات من باطنها وترتبت حسب ثقلها فأصبحت الغازات الثقيلة (O,N2) في أسفل الغلاف الجوي والخفيفه في أعلاه مثل الهيدروجين والهيلوم والينون وايضاً المكونات الأخرى للغلاف الجوي مثل بخار الماء والمواد الصلبة خرجت من الأرض عن طريق الرياح والتبخر والبراكين. ومكونات الغلاف الجوي في دورة مستمرة بين الغلاف الجوي والغلاف الحيوي والمائي والصخري من الكرة الأرضية.

تركيب الغلاف الجوي:

يتركب الغلاف الجوي من الغازات وبخار الماء والمواد الصلبة.

1- الغازات: الهواء الجاف يتركب من عدة غازات أهمها أربع وهي: N, O, Ar, Co2 والاكسجين أهم هذه الغازات لأنه مهم لحياة الكائنات الحية ويدخل في عملية الاحتراق Combustion أما ثاني أكسيد الكربون فهو مهم للنبات في عملية البناء الضوئي. ويدخل Co في عملية الاحتباس الحراري التي يحتفظ بحرارة الأرض. والنتروجين يدخل في عملية الأكسدة oxides والتي هي لذلك هي مهمة

أما الاوزن فهو يحمى الأرض من الأشعة uv . وهناك غازات عديدة لها أدوار مهمة مثل Radon, Helium, Krypton, Methane

ولكنها تمثل نسب قليلة.

الغاز	النسبة حسب الحجم
N2	%78.09
O2	%20.99
Ar	0.93 % غاز خامل
Co2	%0.030
	99.99

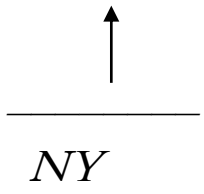
ملخص عملية تأكل طبقة الازون

غازات تتفاعل مع O3

Cfcs + Co2 = ...+O+O2

أي أن O3 يتحطم إلى O2,O

مما يسمح لـ uv بالدخول إلى الأرض



NY

2- بخار الماء H_2O Water Vapor

يتراوح كمية ما بين قرب صفر – 4% حسب الموقع وهو يظهر على أشكال مختلفة منها الغازية والسائلة والصلبة. وهو مصدر عمليات التساقط Precipitation . ومن أداوره أنه يدخل في عملية الاحتباس الحراري وينظم حرارة الأرض فهو يعكس الموجات الطويلة فترة أخرى إلى الأرض وايضاً ينقل الحرارة الكامنة Latent Heat إلى أماكن بعيدة. وهو كذلك ينظم الدورة الهيدرلوجية على سطح الأرض.

3- المواد الصلبة Hard Particles:

المواد الصلبة هي ذرات الغبار والرمل والرماد البركاني وذرات الملح ومصدرها هو .... الخ وهي تقوم بوظائف أهمها:

1- تدخل في عمليات عكس وتفرق وامتصاص الاشعاع الشمس والأرض ولذلك تمثل عازل حراري وموزع للطاقة

2- وهي ايضاً تعتبر مصدر لموجات التكاثفCondensation Nuclei

3- والمواد الصلبة هي التي تعطي السماء لونها الأزرق أو الأصفر ... الخ

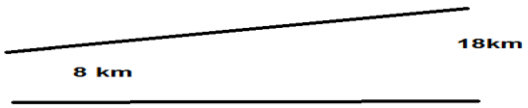
- أقسام الغلاف الجوي:

هناك تقسيمات عديدة أهمها ما بنى على الاختلاف الرأسي لتغير درجات الحرارة بالارتفاع وهذا التقسيم يقسم الغلاف الجوي إلى 4 طبقات رئيسية يفصلها 3 طبقات فرعية انتقالية وفي بعضها طبقات فرعية وهذا القسم هو:

ا- التروبوسفر Troposphere

هو القسم السفلي من الغلاف الجوي والذي يلامس سطح الأرض و منخصائصها

1- وسمكها في المناطق القطبية 8كم والاستوائية 18كم والمتوسط تقريباً 10-12كم.



وهذا الاختلاف في السمك يرجع إلى .... الخ

2- وهي طبقة نشأة السحب وحدوث عملية الظواهر المناخية.

3- وهي الطبقة التي يعيش ضمنها الإنسان لذلك هي أهم طبقة وأهم طبقة لعمل الطقس المناخ:

4 – حركة الهواء فيها رأسية وأفقية وفي إي اتجاه لذلك فيها اضطرابات جوية وهذا هو سبب تسميتها Troposphere

5- تنخفض الحرارة بالارتفاع بشكل شبة منتظم وبمقدار معدلة 6.5 دم/ 1000متر ويسمى هذا الانخفاض والتغير في درجة التغير البيئي الطبيعي أو Normal lap Rate NLR وهذا الانخفاض يستمر إلى طبقة التروبويوز إلى مابين 55 إلى 65 دم تحت الصفر

6 – يحدث في أعلى هذه الطبقة وبداية التروبويوز ما يسمى بالتيار النفاث Jet Stream

7- الجزء السفلي منها 1-2كم يسمى طبقة الاحتكاك أو Fraction Layer يلي هذه الطبقة الطبقة الانتقالية المسماة Tropopause وهي تمتاز بوجود رياح أفقية قوية وكذلك عدم تغير درجات الحرارة بالارتفاع وسمكها قليل .

ب- طبقة الستراتوسفير Stratosphere

وهي تمتد حوالي من الكيلو 12 إلى 47 بعد طبقة التروسويوز. في هذه الطبقة تستمر الحرارة بالارتفاع ارتفاعاً طفيفاً ولكن في حوالي الكيلو 30 ترتفع بشكل واضح بسبب طبقة تركز غاز الازون O3 Ozone ، وطبقة O3 تؤدي إلى تهحمئة الجزء العلوي من طبقة الستراتوسفير لذلك لايحدث في هذه الطبقة رياح رأسية ولكن أفقية قوية. وتبلغ الحرارة وفي نهاية الطبقة حوالي – 10 بينما في أولها حوالي – 60 ولايتكون في هذه الطبقة سحب تذكر إلا في أولها بعض High Cirrus .

يلي هذه الطبقة طبقة فرعية اسمها Stratopaus وهي تمتاز بوجود رياح أفقية قوية وكذلك عدم تغير درجات الحرارة بالارتفاع وسمكها قليل .

3- الميزوسفير Mesosphere

وتتميز بانخفاض ملحوظ في درجات الحرارة وهي تمتد من الكيلو 48- 80كم. عند الكيلو 80 تكون الحرارة باردة جداً حوالي – 90دم.

- في هذه الطبقة يتم إكتمال إحتراق الشهب والنيازك.

الميزويوز Mesopouse تلي الميزوسفير. وهي تمتاز بوجود رياح أفقية قوية وكذلك عدم تغير درجات الحرارة بالارتفاع وسمكها قليل .

4- الترموسفير Thermosphere

و هي الطبقة الحرارية حيث ترتفع فيها الحرارة بالاارتفاع. ليس لها حدود عليا واضحة وكلمة Thermo تعني حرارة وسميت بذلك لكون الحرارة ترتفع فيها بالارتفاع فمثلاً الطبقات العليا من تلك الطبقة عند حدود 600 متر قد تصل الحرارة إلى 1000 دم

وهذه الطبقة تمتد من 1000 كم فأعلى. ويتم قياس درجة حرارة تلك الطبقة بجهاز Radisuond.

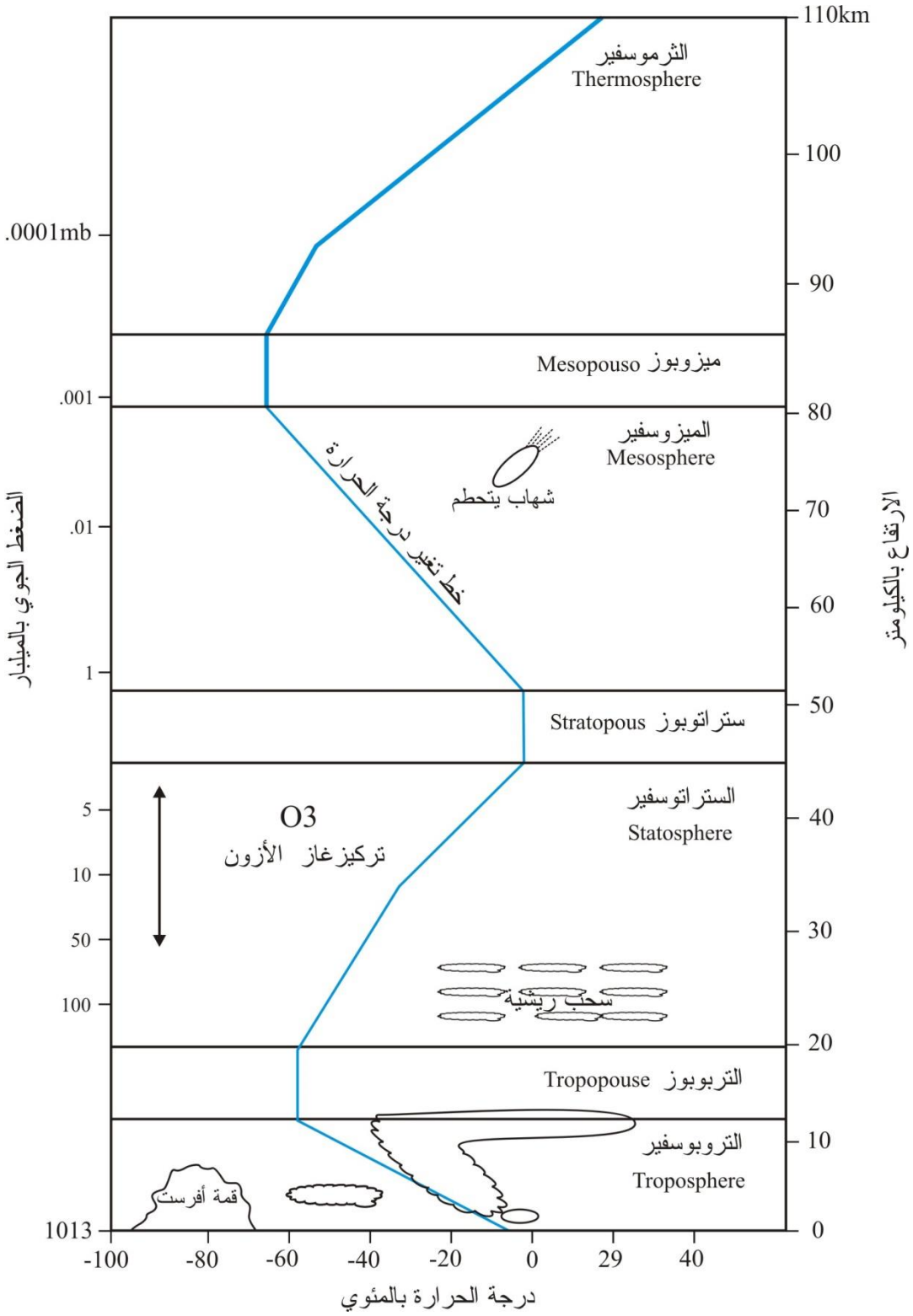
2- وسبب ارتفاع درجة الحرارة في تلك الطبقة هو تصادم جزئيات بقايا الشهب والنيازك والأجسام الكونية لتساقطه من الفضاء الخارجي واحتراقها في تلك الطبقة. إن مفهوم الحرارة العالية هناك يختلف عنه في طبقة التروبوسفير.

يزيد سمك هذه الطبقة عن 500كم و تتركب من غازات خفيفه الوزن خاصة غاز النيون والهليوم.

-لذلك هذه الطبقة فيها تخلخل عظيم في الضغط. الالكترونات في هذه الطبقة عالية لذلك تنعكس الموجات اللاسلكية الكهرومغناطسية وترتد نحو الأرض.

- القسم الاسفل من هذه الطبقة يسمى Ionosphere لاينوسفير أو طبقة الاثير وهي بين الكيلو 80- 200 من الغلاف الجوي .
- وينتج عن تصادم الالكترونيات الاشعة في طبقة الايوسفير حدوث مايسمى أو الوهج القطبي Aurora borealisوتتكون هذه الظاهرة بسبب اضطرابات كهربائية في طبقة الايونوسفير التي تصدر تيارات ضوئية.

- ينبغي الإشارة إلى أن دراستنا في هذا المقرر ترتبط فقط بطبقة Troposphere وبعض طبقة الستراتويفير Stratosphere وايضاً يجب أن تذكر أن هناك تقسيمات على أسس أخرى فمثلاً التقسيم الكيمائي و غيرها.
- تمتص الموجات الطويله AM أكثر بكثير من امتصاصها للموجات القصيرة SW. لذلك يلجاء إلى SW لتحسين البث الراديو.


110km
الثرموسفير
Thermosphere
100
.0001mb
90
ميزوبوز Mesopouso
.001
80
الميزوسفير
Mesosphere
شهاب يتحطم
خط تغير درجة الحرارة
.01
70
60
1
50
ستراتوبوز Stratopous
الستراتوسفير
Statosphere
5
O3
تركيزغاز الأزون
40
10
50
30
سحب ريشيه
100
20
التربوبوز Tropopouse
التروبوسفير
Troposphere
10
قمة أفرست
1013
0
-100
-80
-60
-40
-20
0
29
40
درجة الحرارة بالمئوي
الضغط الجوي بالميلبار
الارتفاع بالكيلومتر

الإشعاع الشمسي
Solae Radiation

الإشعاع الشمسي هو مصدر الطاقة للأرض والمحرك بأذن الله سبحانه للمكينة المناخية على الأرض. حيث أن جميع الظواهر المناخية والطبيعية مثل التيار النفاث، والعواصف الرعدية، وغيرها تحتاج إلى طاقة هائلة تستمدها من الإشعاع الشمسي.

إن الكمية التي يتسلمها الجزء الخارجي من الغلاف الجوي للأرض هي كمية ثابتة من الإشعاع الشمسي تسمى Solar Constant وهي تعادل $1380\ w/m^2$.

لذلك تعتبر الشمس المصدر الرئيسي للطاقة في الغلاف الجوي. وهناك مصادر أخرى هي الإشعاع الأرضي و الإشعاع القمري ولكن حتى هذه مصدرها شمسي اصلا.

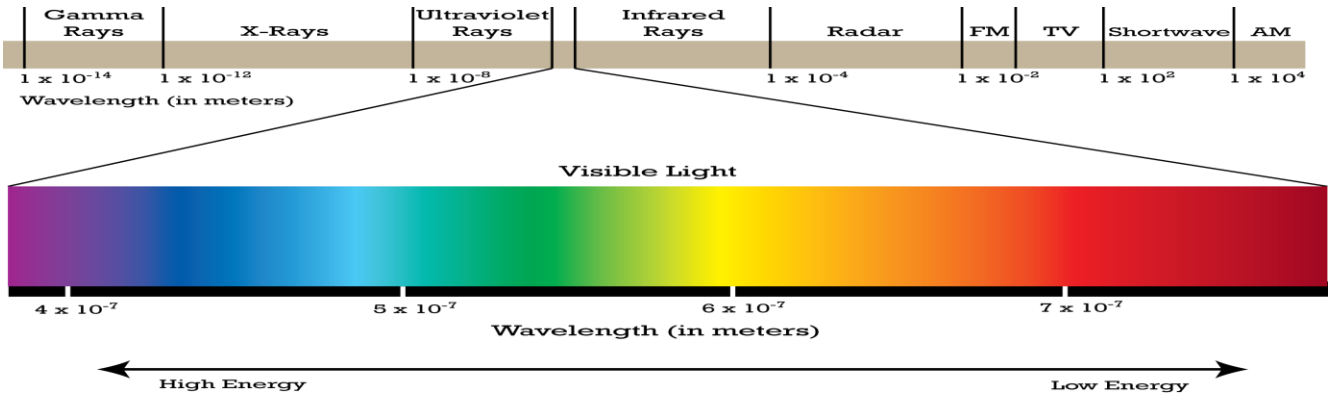
– هناك جزء بسيط من الطاقة مصدرها احتراق الطاقة عند احتراق البانزيم والغاز والفحم وغيرها بواسطة الإنسان وأجهزته.

لذلك من المهم أن نعطى لمحة عن الشمس:

هي نجم كتلته 332و000 مرة مثل الأرض وحجمها مليون ضعف حجم الأرض وتبعد حوالي 150 مليون كم (93مليون ميل) عن الأرض. حررة مركز الشمس 20 مليون k

وعند السطح k7000 وهي تتكون تقريباً 81% هيدرجين Hydrogen H و 18% هليوم He. وطاقة الشمس الحرارية ناتجة عن تفاعلات ذرية بفعل إشتقاق ذرات He من H .

أقسام الاشعاع الشمسي:



ضمن الطيف الكهرومغناطيسي Electromagnetic Spectrum تعتبر الاشعة الشمسية قصيرة الموجة و لكن ضمن الاشعاع الشمسي يمكن تقسيم الإشعاع الشمسي إلى 3 أنواع هي:

أ – الأشعة الحرارية أو تحت الحمراء Infrared Rays

غير مرئية، طويلة 46% من الإشعاع الشمسي وطول موجاتها من 4.5 إلى 0.75 ميكرون. الميكرون 1 من 1000 من مليمتر وهو وحدة قياس الموجات القصيرة.

ب – الأشعة الضوئية أو المرئية Visible Rays

مرئية، متوسطة الموجة، 45% من الإشعاع الشمسي ومتوسط الطول 0.74 إلى 0.40 ميكرون. وهي تتكون من ألوان الطيف السبعة التي تبدأ من الأحمر 0.74 ميكرون إلى البنفسجي 0.4

ج- البنفسجية وفوق البنفسجية Violet and Ultraviolet Rays

وتسمى بالأشعة الحيوية، غير مرئية، 9% من الإشعاع الشمسي بطول موجة o.40 إلى 0.17 ميكرون.

ميزانية الإشعاع الشمسي والطاقة:

ذكرنا سابقاً أن مصدر الطاقة الرئيسي للأرض وغلافها الجوي هو الإشعاع الشمسي. عندما يخترق الإشعاع الشمسي فانه كإشعاع وكطاقة يتعرض للعديد من العمليات وهي:

1- الانعكاس Reflection

وهو انعكاس الإشعاع الشمسي في اتجاه واحد عند اصطدامه بجسم لايستطيع العبور من خلاله.

2- التبعثر Scattering

وهو إعتراض جزئيات في الغلاف الجوي للإشعاع الشمسي وإرساله في إتجاهات مختلفة.

3- الامتصاص Absorption

وهو إستحواذ الطاقة الإشعاعية بواسطة مركبات الغلاف الجوي ويؤدي ذلك إلى رفع درجة حرارة الجسم بعد تحويل تلك الطاقة الإشعاعية إلى طاقة حرارية.

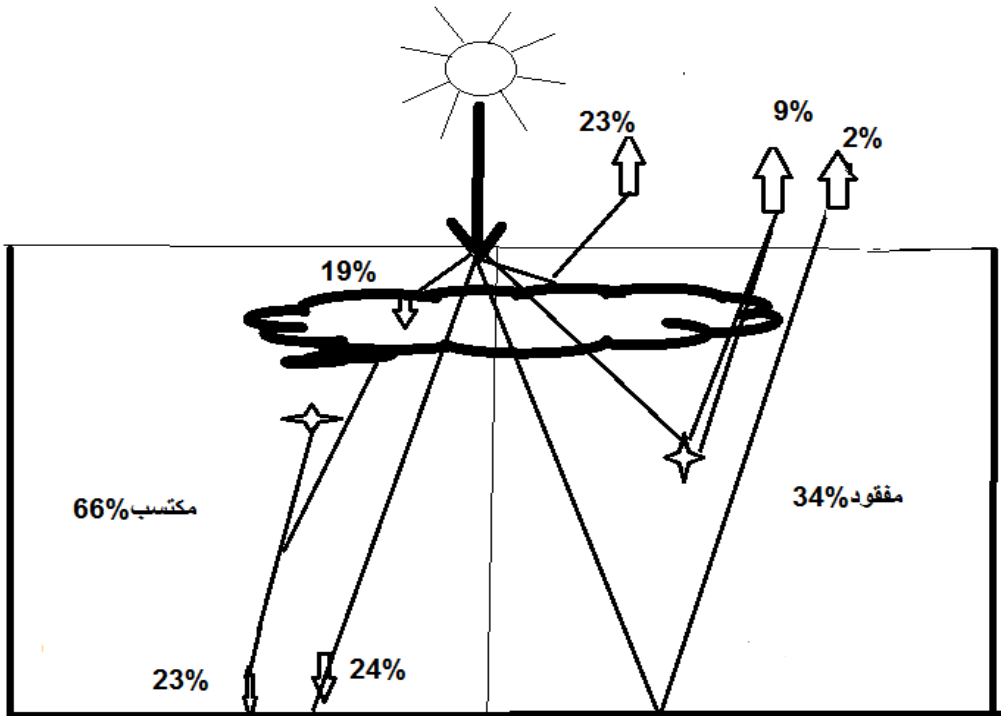
وعند عبور الإشعاع الشمسي الغلاف الجوي متوجهاً للأرض فإنه يجزء على النحو التالي:

19% تمتص بواسطة الغلاف الجوي منها 2% تمتص بواسطة O_3 و 17% بواسطة Co_2 والسحب وغيرها.

24% امتصاص مباشر بواسطة سطح الأرض ناتج عن تبعثر الإشعاع الشمسي نحو سطح الأرض. 23% إمتصاص غير مباشر بوسطة سطح الارض. ويمثل ذلك ما مجموعة 66% وهو المكتسب من الإشعاع الشمسي. أما المفقود فهو 23% انعكاس مباشر من السحب.

2% انعكاس مباشر من سطح الأرض. 9% تبعثر إلى الفضاء الخارجي بواسطة المكونات الأخرى ومجموع ذلك هو 34% وهو المفقود من الإشعاع الأرض نحو الفضاء الخارجي (شكل).

وهذا المفقود يسمى نورانية الأرض أو Earth Albedo . ويجب أن نشير أن ذلك هو المعدل العام لتوازن الإشعاع الشمسي ولكن هذا يختلف من مكان إلى مكان حسب الموقع الفلكي والسطح وكمية بخار الماء والمواد الصلبة في الغلاف الجوي.



- **عمليات توزيع الطاقة في الغلاف الجوي:**

والطاقة تنتقل في الغلاف الجوي وعل سطح الأرض من خلال عمليات هي:

1- التوصيل Conduction

وهو انتقال الطاقة خلال وسيط بواسطة التردد الجزئي أو الألتصاق والتصادم بين الجزيئات في الغلاف الجوي. ويسمى ذلك التوصيل بواسطة سطح الأرض أو الماء Sensible heat Transfer

2- إطلاق الحرارة الكامنة Latent Heat Release

وهو إطلاق الطاقة الكامنة في جزيئات بخار الماء أثناء عملية التكاثف وتحول بخار الماء إلى ماء (لتبخير لتر من الماء درجة حرارته c 20 نحتاج إلى مابين 600 إلى 540 كالوري)

3- الحملان Convection

وهو الانتقال الرأسي للطاقة من أسفل إلى أعلى في الغلاف الجوي وينتج عادة عن الفرق في درجة الحرارة بين السطح والجزء العلوي في الغلاف الجوي.

4- الهبوط Subsidence

و هو هبوط الهواء من اعلى إلى اسفل بسبب الجاذبية و ثقل الهواء و إلتقاءه العلوي.

5- التأفق Advection

وهو الانتقال الأفقي للطاقة بواسطة الرياح الناتجة عن الاختلافات الحرارية والضغطية الأفقية.

- ***التوازن الحراري:***

الطاقة المكتسبة والمفقودة أو الطاقة القادمة والطاقة الخارجية تسمى المجموع الكلي للإشعاع وللطاقة هناك بعض الأماكن لديها العكس.

- *الطاقة القادمة تقسم إلى 3 أنواع وهي :*

1- الحرارة المحسوسة Sensible heat *2- الطاقة الكامنة Latent heat*

3- الطاقة المخزونة هي التي تمتص بواسطة الأرض فيما بعد Storage

لذلك التوازن الحراري لأي مكان هو

$$Q=LE+H\pm S$$

حيث أن:

Q مجموع الإشعاع *Q=Net Radiation*

LE الحرارة الكامنة *Latent heat*

SH الحرارة المحسوسة *Sensible Heat*

والميزانية الحرارية المخزون للأرض تحسب $Kcal\ cm^{-2}\ yer^{-1}$

والعروض العليا لديها نقص في الإشعاع الشمسي يعوض عنه في إمداد الطاقة الطاقة المخزونة S وبالذات في المحيطات لذلك نجد أنه مثلا في العروض من 60-70N الموازنة:

$$Q=LE+H+S$$

$$21=20+9-8$$

وهذا يعنى أن الطاقة الموظفة في LE وH مجموعها 29 ومصدرها 21 مباشر من الإشعاع الشمسي و8 مخزون.

أما في العروض مابين 10-20N الموازنة

$$Q=LE+H+S$$

$$105=72+9+24$$

وهذا يعني أن القادم من أشعاع الشمسي يوظف منه 72 للطاقة الكامنة و 9 للطاقة المحسوسة ويخزن منه 24 وحدة.

- **العوامل المؤثرة في التوزيع الأفقي للإشعاع الشمسي على سطح الأرض:**

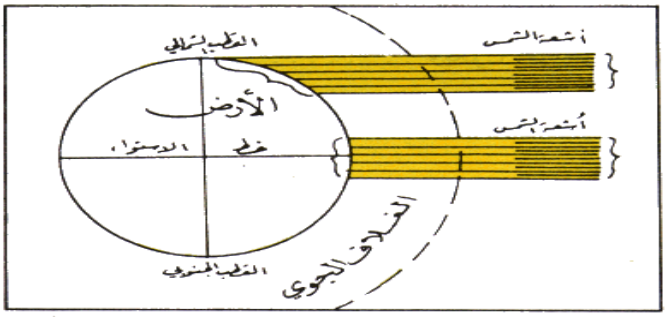
المناطق الاستوائية تتلقى 4 أضعاف القطبين سنوياً من الأشعة الشمسية وأعظم كمية تتمثل عن دائرة عرض 20 ش و ج وذلك لجفاف الهواء وقلة السحب وقلة الغطاء النباتي وهذه الأشعة تزيد الحرارة خاصة عندما تنعكس كأشعة أرضية طويلة الموجة-4) 10μ)

لذلك نجد المناطق التي تقع مابين صفر و 30 ش و ج منها فائض حراري في الإشعاع الشمسي يقدر بنحو 200 كيلوجرام كالوري سم^2 في السنة بينما المناطق 40- 90 ش جنوباً فيها ضعف حراري أو عجز حراري.

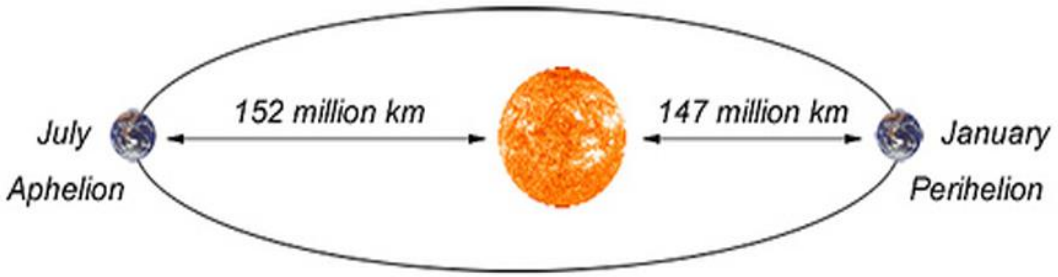
الكلوري calorie وحدة طاقة وهي الطاقة اللازمة لرفع درجة حرارة غرام واحد من الماء النقي درجة مئوية واحدة.

وهناك عدة عوامل تؤثر في قوة وتوزيع هذا الإشعاع وهي :

أ – زاوية ميل الأشعة الشمسية وهذا يتضح في المسار اليومي للشمس وايضاً في البعد والقرب من خط الاستواء (الشكل). فالأشعة المائلة تتوزع على مساحة أكبر بينما الأشعة المركزة تتوزع على مساحة أصغر.

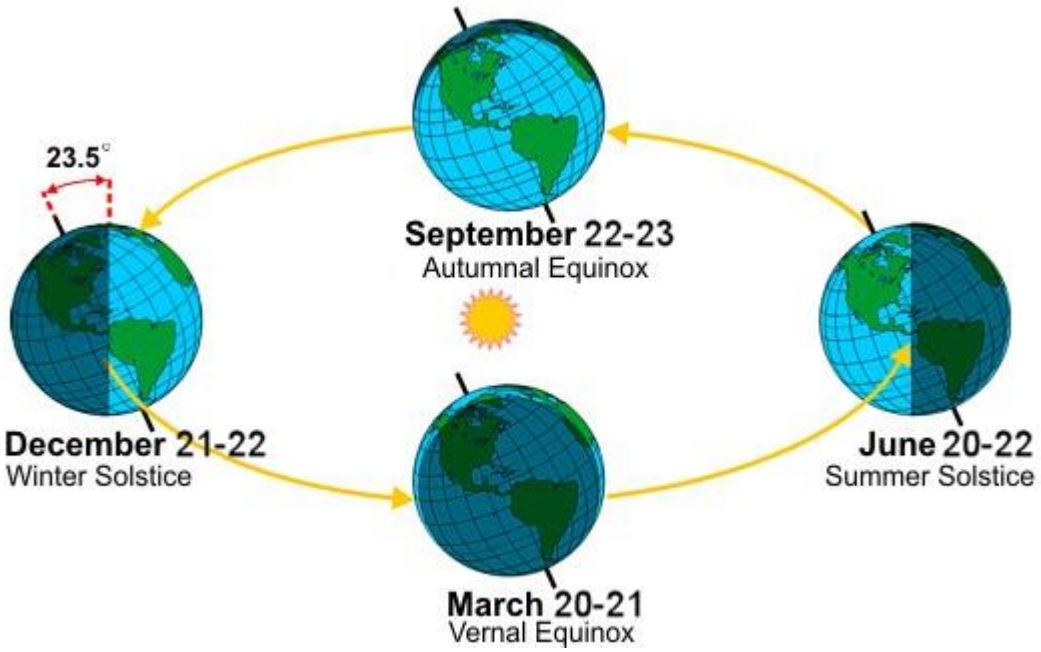


ب–تغير موقع الأرض بالنسبة للشمس (البعد والقرب من الشمس). مدار الأرض حول الشمس هو بيضاوي Ellipse ومتوسط المساحة بين الشمس والأرض هو 150 مليون كم (~~93~~ مليون ميل)



ج– طول فترة الإشعاع سبب دوران الأرض حول الشمس وميل المحور فأن ساعات لاشراق الشمس تختلف من مكان إلى مكان ومن زمان إلى زمان لنفس المكان.

د– شفافية الغلاف الجوي: الشفافية تؤثر عليها عنصرين (1) محتويات الغلاف الجوي (2) المسافة التي يقطعها الإشعاع خلال الغلاف الجوي ليصل إلى الأرض. والشفافية تؤثر على قوة ونوع الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض ومن المركبات التي تؤثر بشكل واضح في الشفافية المواد الصلبه، السحب، بخار الماء، سمك الغلاف الجوي والغازات.



قياس الإشعاع الشمسي:

هناك أجهزة عديدة تقيس الإشعاع منها ما يقيس عدد ساعات الإشراق وقوة الإشعاع في كل ساعة، ومنها مايقيس كمية الإشعاع اليومي ومنها مايقيس نوع الإشعاع:

- فالنسبه لما يقيس عدد ساعات الإشراق وقوة الإشعاع في كل ساعة أهم أجهزتها هو كامبل ستك Compel Stack Recorder وهي كرة زجاجية .... الخ.

–

–

أما كمية الإشعاع الشمسي فتقاس بأجهزة تسمى Pyrheleliometers أهمها Epply Pyrheleliometer وهي مبنية على خاصية الاجسام الداكنة وقدرتها على امتصاص الأشعة.

أما بالنسبة لفحص مكونات الأشعة الشمسية وتحديد مقادير IR,VIS,UV فهذا يمكن عن طريق أجهزة تسمى Photo spectroscopic Apparatus أو جهاز أسمه Spectromets ويقوم جهاز Radio meter بقياس الإشعاع الأرضي (IR) .

الحرارة ودرجة الحرارة

تشكل الحرارة ودرجة الحرارة عنصر مهم من عناصر المناخ لتأثيرها على بقية عناصر المناخ من ضغط ورياح ... الخ.

وهناك فرق بين الحرارة ودرجة الحرارة.

فالحرارة هي مجموع الطاقة الحركية لجزيئات الجسم كافة لذلك هي تعبير عن كمية الطاقة التي يحتويها الجسم. فالجسم يمتص الطاقة الإشعاعية من الشمس أو الإشعاع الأرضي أو غيره ويحولها إلى طاقة حرارية مم يؤدي إلى زيادة سرعة حركة الجزيئات أو الذرات وكلما امتص الجسم طاقة أكبر زادت سخونته (طاقته الحرارية)

أما درجة الحرارة فهي تعتبر رقمي (عددي) يعبر عن متوسط الطاقة الحركية لجزيئات أو الذرات التي يتكون منها الجسم.

إذاً يتضح الفرق بين الحرارة ودرجة الحرارة فمثلاً قد يكون جسم وزنه 300 غرام ودرجة حرارته 60 درجة مئوية وجسم من نفس النوع وزنه 900 غرام ودرجة حرارته 40 درجة مئوية إلا أن الابرد يحتوي على طاقة أكبر وحرارته أكبر.

أجهزة قياس درجة الحرارة

درجة الحرارة تقاس من لعدة اغراض ولكل غرض فوائد و لكل جانب أجهزة معينه تخدم هذا الجانب ومن هذه الأجهزه:

1-الثيرمومتر البسيط الجاف <Dry Thermometer

و هو الجهاز المعروف الذي يوظف خاصية تمدد الزئبق و إنكماشة بالحرارة.

2- ثرمومتر النهاية العظمى Maximum Thermometer وهو جهاز زئبقي. و هذا الجهاز مثل الثرمومتر العادي ولكن هناك صمام يمنع الزئبق من العودة للكرة الزجاجية عندما تنخفض الحرارة و ينكمش الزئبق.

3- ترمومتر النهاية الصغرى Minimum Thermometer. وهو جهاز يستخدم فيه الكحول لأنه درجة تجمده هي 114C – (الزئبق يتجمد عند 40-)و هذا الجهاز مثل الثرمومتر العادي ولكن هناك صمام يمنع بزئبق من الخروج من الكرة الزجاجية عندما ترتفع الحرارة و و يتمدد الزئبق. وعادة يوضع الثرمومترين في لوحة واحدة (شكل) و يوضع افقي.

4- الترموجراف Thermograph الغرض من ذلك الجهاز هو قياس درجات الحرارة بصفة مستمرة ساعية لمدة أسبوع وهو مكون من صندوق معدني مغطى بمعدن يتمدد و ينكمش بالحرارة و هذا المعدن موصل بروافع تحرك الابرة و الموشر اعلى و تحت فيعطي المؤشر درجات حرارة تعتمد على الانكماش و التمدد للمعدن.

نظم قياس درجة الحرارة:

هناك 3 نظم وهي المئوي والفهرنهتي وكالفن

1- المقياس المئوي Celsius or Centigrade Scale: هو أكثر استخدام لسهولته وهو ينقسم مابين التجمد والغليان إلى 100درجة. درجة الصفر هي عبارة عن درجة ذوبان الجليد النقي وهي لاتتأثر كثيراً بالضغط أما 100 فهي درجة غليان الماء النقي عند ضغط 76كم/ زئبق. فهي تتأثر بالضغط على النحو التالي:

$$C^{o}= 100+.37(P-76)-0.023(P-76)^{2}$$

حيث أن P هي لضغط الجوي.

مثال: إذا كان الضغط الجوي 66سم/ زئبق فما هي درجة الغليان

الحل: $C^{o}= 100+.37(66-76)-0.023(66-76)^{2}$

$C^{o}= 100+.37(-10)-0.023(10)^{2} = 96.3-2.3 = 94C^{o}$

2-المقياس الفهرنهتي Fahrenheit Scale:

درجة التجمد في هذا النظام هي 32 والغليان 212 درجة فهرنهيت

بناء على ما سبق:

$100\ C^o = 180 F^o$

$1\ C^o = 180/100 = 1.8\ F^o = 9/5\ F^o$

ايضاً :

$180\ F^o = 100\ C^o$

$1\ F^o = 100/180 = .556\ C^o = 5/9\ C^o$

لذلك للتحويل من C^o إلى F^o والعكس

من C^o إلى F^o :

$C^o = (F^o - 32) \times .556$ أو $C^o = (-32) \times 5/9$

ومن F^o إلى C^o:

$F^o = (C^o \times 1.8) + 32$ $F^o = (C^o \times 9/5) + 32$

أمثله:

مثال 1: إذا كانت درجة الحرارة بالفهرنهتي = 50 فْ فما يعادل ذلك بالمئوي:

الحل

$C^o = (F^o - 32) \times .556$

$C^o = (50-32) \times 0.556 = 18 \times 0.556 = 10\ C^o$

مثال 2:

إذا كانت درجة الحرارة بالفهرنهتي = 21 فما يعادل ذلك بالمئوي:

الحل:

$C^o = (F^o - 32) \times .556 = (21-32) x 0.556 = -11 x 0.556 = -6\ C^o$

مثال 3:

إذا كانت درجة الحرارة 25 مئوي فما يعادل ذلك بالفهرنهتي

الحل:

$F^o = (C^o\ x 1.8) + 32$

$F = (25 x 1.8) + 32 = 45 + 32 = 77\ F^o$

مثال 4:

إذا كانت درجة الحرارة – 10 مئوي فما يعادل ذلك بالفهرنهتي

الحل:

$F^o = (C^o\ x 1.8) + 32$

$F^o = (-10 x 1.8) + 32 = -18 + 32 = 14\ F^o$

5

نظام كالفن Kelvin

وهو نظام لايحتوي في قيمه على قيم سالبة لأنه يبدأ من درجة الحرارة المطلقة كصفر لذلك

صفر كالفن = 273 C –

وصفر مئوي = 273 K^o

والصفر المطلق هو الدرجة المئوية التي تتوقف عندها كل حركة جزئية أو يتوقف عندها أي جسم عند الإشعاعية. لذلك للتحويل من كالفن إلى مئوي والعكس:

$C^o = K^o - 273$ $K^o = C^o + 273$

أمثلة:

مثال 1: إذا كانت درجة الحرارة 20 مئوي فما يعادل ذلك بكالفن

الحل:

$K^o = C^o + 273 = 20 + 273 = 293\ K^o$

مثال 2: إذا كانت درجة الحرارة 315 كالفن فما يعادل ذلك بالمئوى والفهرنهتي

الحل:

$C^o = K^o - 273 = 315 - 273 = 42\ C^o$

$F^o = (C^o \times 1.8) + 32$

$F^o = (42 \times 1.8) + 32 = 75.5 + 32 = 107.5\ F^o$

مثال 3: إذا كانت درجة الحرارة 263 كالفن فما يعادل ذلك بالمئوي:

الحل:

$C^o = K^o - 273 = \quad 263 - 273 = -10\ C^o$

أهم متوسطات درجة الحرارة وقياسها:

لمتوسطات الحرارة المتعددة اهمية في العمل و البحث الجغرافي و لكثير من التطبيقات. و اهم المتوسطات الحرارية هي:

1-متوسط اليوم. و هو متوسط يوم بعينة من ايام السنة

و يحسب = $\dfrac{Min + 8\ R + 14\ R + 20\ R}{4}$

حيث أن 8R تعني قرأة الساعة الثامنة صباحا و هكذا.

مثال: احسب متوسط حرارة يوم 14مارس من 2016 إذا كانت قراءات هذ اليوم على النحو التالي:

8R=17 14R=25 20R=23 Min=13

الحل:

17+25+23+13/4 = 78/4 = 19.5C

2- المتوسط المناخي لليوم.

و هو متوسط درجة الحرارة ليوم بعينه من ايام السنة خلال فترة زمنية معينة

= مجموع متوسطات ذلك اليوم خلال الفترة

عدد السنين

مثال: احسب متوسط حرارة 14 مارس للفترة ما بين 1980إلى2016 م إذا كانت متوسطاتهذاليوم:

1980=20C+1981=18C+.....+2016=19C = 774C

الحل: 774/37 = 21 C

3- متوسط الشهر:

هو متوسط شهر معين من السنة خلال تلك السنة

وهو = مجموع المتوسطات اليومية خلال الشهر

عدد أيام الشهر

مثال: إذا كان مجموع المتوسطات اليومية لجميع ايام شهر مارس 2016 هو 682درجة فما هو متوسط حرارة الشهر:

الحل: 682/31 = 22C

4- متوسط الشهر المناخي:

وهو متوسط درجة الحرارة لشهر معين خلال فترة زمنية معينه

وهو = مجموع المتوسطات الشهرية خلال الفترة لذلك الشهر

عدد السنين

مثال: إذا كان مجموع المتوسطات الشهرية لشهر مارس من عام 1980 حتى عام 2016 هو 720 درجة فما هو المتوسط المناخي لهذا الشهر؟

الحل:

720/37 = 19.5C

5- المتوسط السنوي المناخي

و هو عدد السنين / مجموع متوسطات الشهور

مثال: إذا كان مجموع متوسط الشهور الاثني عشر في محطة معينة من 1980 حتى 2016 هو 576 درجة فكم المتوسط السنوي لتلك المحطة.

الحل:

576/37= 15.5C°

درجة الحرارة المتراكمة (المتجمعة):

هي مجموع درجات الحرارة المنحرفة عن حد معين ذو دلالة معينة وغرض معين.

- *بالنسبة للزراعة هذا الحد هو 6 درجات مئوية وهو ما سمي بصفر النمو. ودرجات الحرارة المتجمعة للنبات إذاً تحسب*

مجموع ح = ح – صفر النمو × عدد أيام الشهر

وح = المتوسط الشهري للحرارة

وكل مجهول يحتاج إلى وحدات حرارية متراكمة معينة فوق صفر النمو.

- أما بالنسبة للإنسان فهذا الحد هو 18 درجة مئوية وهي درجة الحرارة لراحة الإنسان.

وبشكل عام تحسب الحرارة المتجمعة على النحو التالي:

مجموع ح = ت + ح + ث x ن + 4 حيث أن

ت = هي الحد الحراري ويعتمد على غرض معين

ح= المتوسط الشهري للحرارة

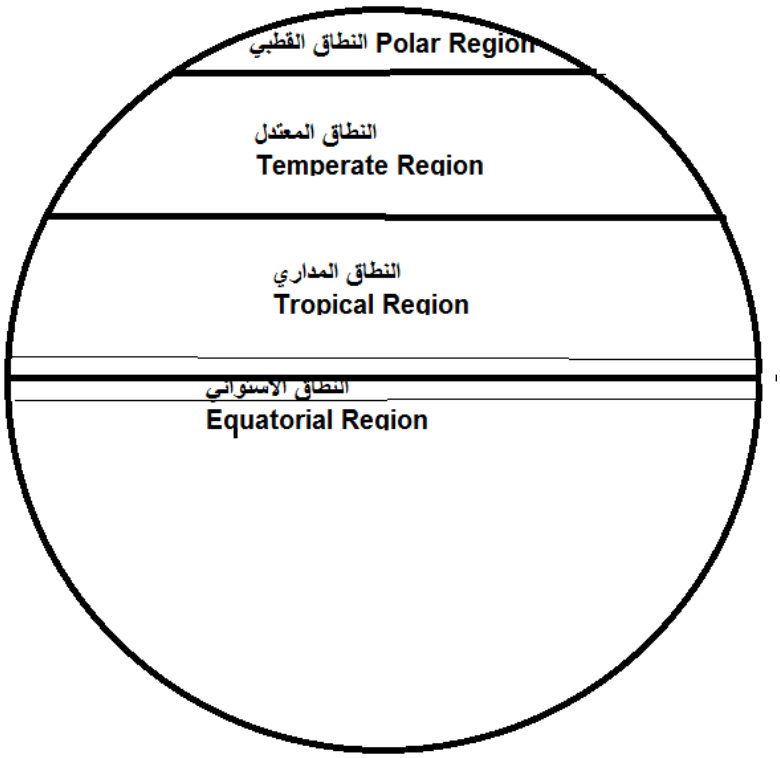
ث= ثابت يعتمد على غرض معين

ن= عدد أيام الشهر

4= الإشراف لمعيار المتوسط الشهري لدرجة الحرارة.

النطاقات الحرارية الرئيسية في العالم

أهم ما يؤثر في تكون هذه النطاقات الحرارية الرئيسية في العالم هو توزيع الإشعاع الشمسي وزاوية سقوط الإشعاع. قسم المناخيون العالم إلى 4 نطاقات حرارية رئيسية في العالم وهي :



1- النطاق الاستوائي : Equatorial Regime

وهو من صفر إلى 10 درجات ش و ج و وزاوية إنحراف الإشعاع الشمسي قليله هنا و تتعامد الشمس على خط الاستواء في الاعتدالين. لذلك هذا النطاق حار طول العام تقريباً ولاتقل درجة الحرارة الشهرية والمعدل السنوي عن 27 C والمدى الحراري اليومي والفصلي لايزيد عن 3 درجات مئوية.

2- النطاق المداري : Subtropical Regime

ويمتد تقريباً مابين 10- 30 درجات ش و ج ويتركز في مداري الجدي والسرطان ويتميز بارتفاع درجة حرارته في الصيف حيث تكون أكبر من النطاق الاستوائي فهي تزيد عن

27 C بشكل واضح أما الشتاء فهو بارد نسبياً حيث أن معدل يناير يكون 13 درجة مئوية. لذلك المدى الحراري الفصلي كبير يصل تقريباً 9 C.

3- النطاق المعتدل: Temperate Regime

وهو مابين 30- 60 ش و ج تقريباً وتختلف الحرارة في الصيف اختلافا واضحا عن الشتاء فمعدل الصيف مابين 15- 20مْ أما الشتاء فهو 8C و يوجد تباين كبير في الحرارة بين اجزاء هذا النطاق. المدى الفصلي وحتى اليومي أحياناً يكون كبير قد يصل إلى 12درجه مئوية.

4- النطاق القطبي أو البارد: Polar Regime

وهو يقع مابين 60 إلى الدائرة القطبية ش و ج تقريباً وهو شديد البرودة شتاءاً و بارد صيفاً في أجزاءه القريبة للقطب و معتدل في الأجزاء المتاخمة للمناطق المعتدله.

وقبل إنها هذا الموضوع أود أن أذكر:

1- أنه ليس هناك حدود فاصله بين تلك النطاقات.

2- هذه النطاقات تتحرك مع حركة الشمس الظاهرية شمالاً وجنوباً.

3- وأخيراً يجب أن ندرك أنه داخل كل نطاق قد يكون هناك تفاوتات واضحة في درجات الحرارة ومعدلاتها.

الاختلافات الأفقية لدرجة الحرارة على سطح الأرض:

هناك عوامل عديدة تؤدي إلى وجود اختلافات الأفقية في درجات الحرارة على سطح الأرض منها:

1- القرب والبعد عن الدائرة الاستوائية (زاوية ميل الأشعة).

2- الاختلاف في توزيع اليابس والماء، والماء يكتسب الحرارة ببطء وبكمية أكبر ويفقدها ببطء وبكمية أقل وهو لذلك يكتسب طاقة أكبر من اليابس والذي ايضاً يفقد الحرارة بسرعة كما يكسبها بسرعة وهذا يعزى إلا :

أ - الحركة الرأسية والأفقية للمسطحات المائية مما يوزع الطاقة رأسيا و افقيا.

ب- شفافية المسطحات المائية تمكن الإشعاع من التعمق في الماء عكس ذلك اليابس مما يكسب الماء طاقة اكبر.

ج- الحرارة النوعية Specific Heat للمياه أعلى من اليابس مما يكسسب الماء طاقة اكبر.

و الحرارة النوعية لأي مادة هي الطاقة التي يحتاجها غرام واحد من المادة لرفع درجة حرارته درجة مئوية واحدة.

وهذه الاختلافات في خصائص اليابس والماء هي التي توجد مناخ قاري وبحري Continental and Maritime Climate

3- التيارات المحيطة الضخمة الباردة والدافئة.

4-أثر الغطاء النباتي. فالغطاء النباتي يمتص الاشعاع الشمسي.

5- الارتفاع عن سطح الأرض. حيث تتناقص الحرارة بمقدار 6.5C/1000m و سمينا هذا NLR

6- اتجاه السلاسل الجبليه. و هذا يحجب الرياح الباردة او الحارة مثل جبال السروات

7- اثر الكتل الهوائية.

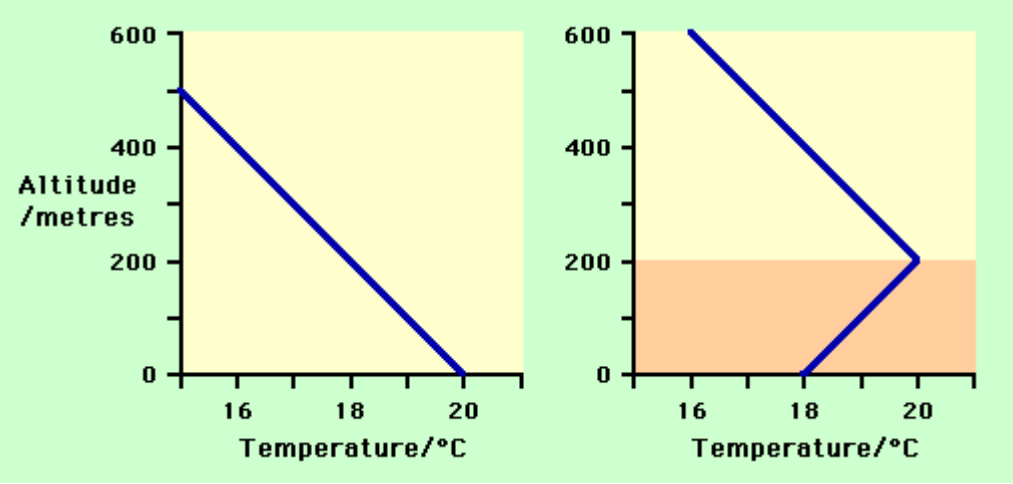
8- اثر الرياح المحلية.

التغير الرأسي في درجة الحرارة
(الاستقرار وعدم الاستقرار الجوي)

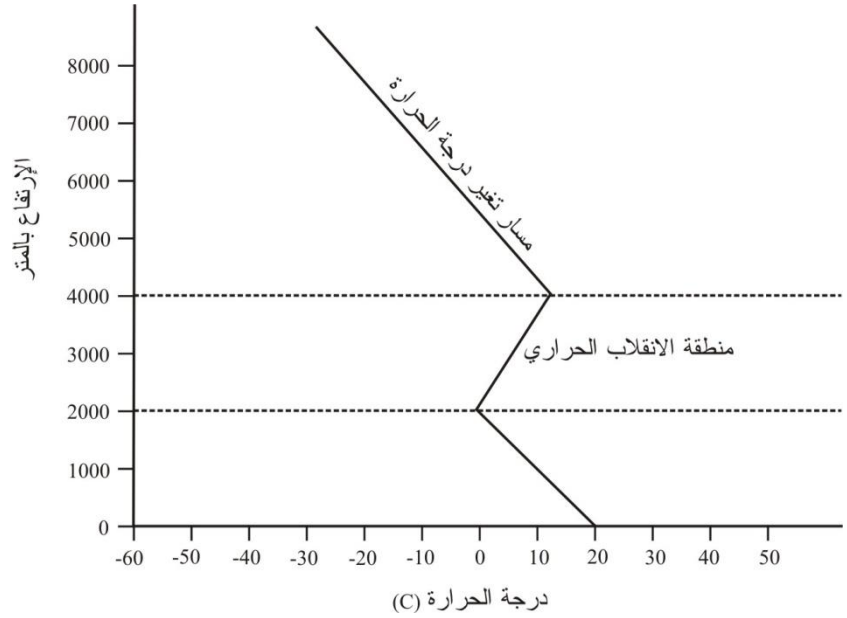
أولاً: التغير الرأسي في درجة الحرارة:

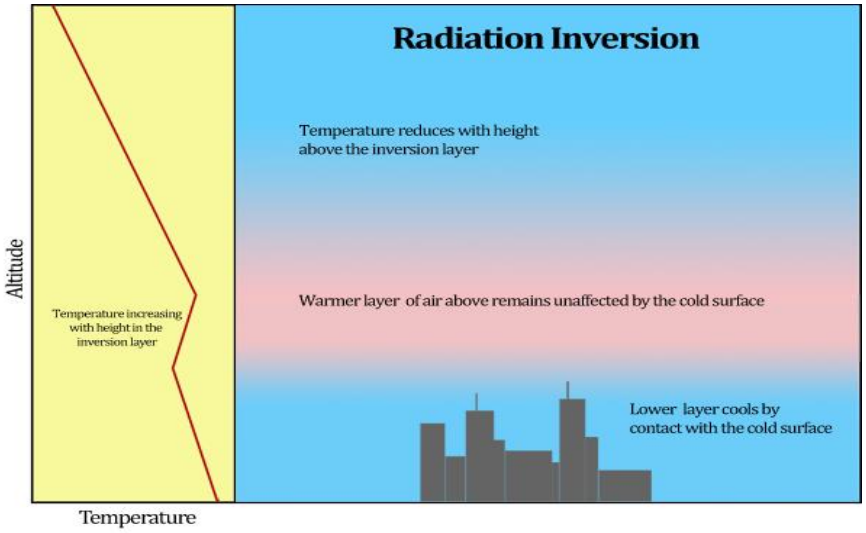
ذكرنا سابقاً NLR وقلنا أن تغير رأسي في درجة الحرارة وهو تختلف من مكان إلى مكان ومن زمان إلى زمان ولكن معدلة هو 6.5C/1000m وهذا الاختلاف يرجع إلى عوامل عديدة أهمها كمية بخار الماء في الجو وقوة الإشعاع الشمسي والكتل الهوائية المؤثرة.

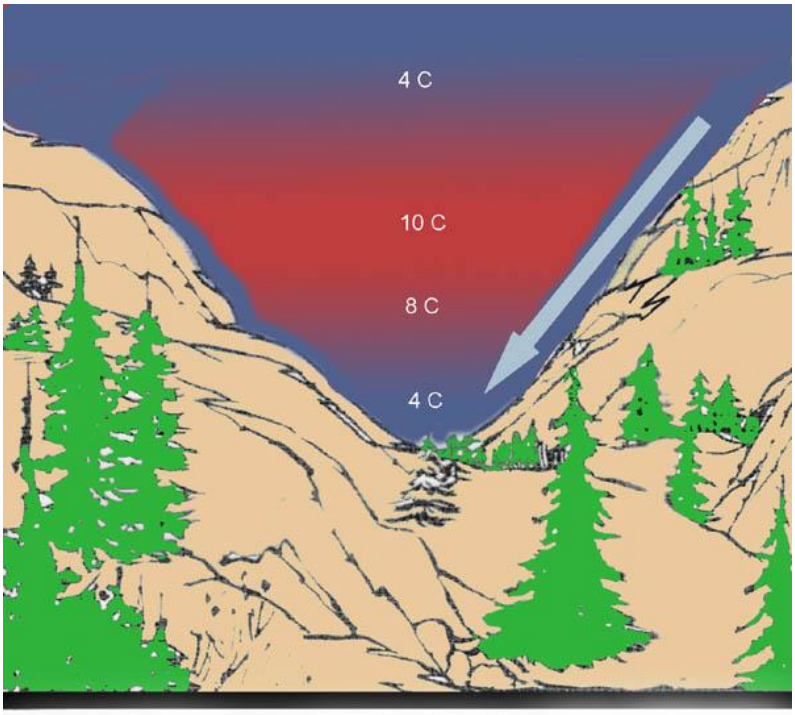
ويجب الإشارة إلى أن هذا الوضع الطبيعي قد يتغير أي أن درجة الحرارة ترتفع كلما ارتفعنا إلى أعلى في طبقة التروبوسفير وهذا وضع غير طبيعي يسمى الانقلاب الحراري أو التغير المقلوب Inverted Lap Rate وهو يكون أحياناً قريب للسطح وأحياناً في ارتفاعات بعيدة نسبياً عن السطح



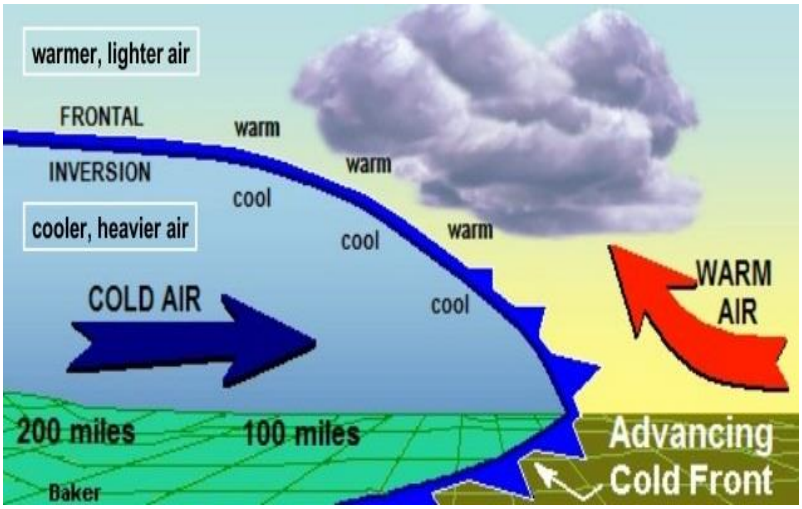
إقلاب حراري سطحي الوضع الطبيعي


الإرتفاع بالمتر
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
-60 -50 -40 -30 -20 -10 0 10 20 30 40 50
درجة الحرارة (C)
مسار تغير درجة الحرارة
منطقة الانقلاب الحراري


Radiation Inversion
Temperature reduces with height above the inversion layer
Warmer layer of air above remains unaffected by the cold surface
Lower layer cools by contact with the cold surface
Temperature increasing with height in the inversion layer
Altitude
Temperature



Zone of warm nighttime temperatures above a valley temperature inversion. (From Schroeder and Buck. 1970)



إلا أنه لايتعدي 1-2كم أو نادراً ما تعد الطبقة الحدية ل Boundary Layer ومن الظروف المترلوجيه التي يحصل فيها الانقلاب الحراري.

1- زيادة هروب الإشعاع الأرضي طويل المدى من السطح ويحدث ذلك خاصة في الليالي الباردة الصافية الطويلة.

2- في حالة وجود نسيم الجبل .

3- عند تلاقي كتل هوائية مختلفة الخصائص.

نظرية فقاعة الهواء والتغير الذاتي للحرارة

تقول هذه النظرية أنه يوجد في البيئة فقاعات هوائية مستقلة لاتتأثر بالخصائص الحرارية للبيئة المحيطه بشكل كبير ولتوضيح موضوع الفقاعة نشير إلى السحب .

عندما ترتفع الفقاعة بعد ما تصبح أدفئ من الهواء المحيط فهي تتعرض لقوة رفع ايجابية Positive Bouncy وعندما تهبط تتعرض لقوة رفع سلبه Bouncy Negative

وأن هذه الفقاعات لها تغير ذاتي في درجة حرارتها إذا صعدت إلى أعلى أو هبطت إلى أسفل ويسمى **Adiabatic change** وهو يكون تبريد أو تحمئه وهما:

1- التبريد الذاتي: Adiabatic Cooling

وهو تبريد في ذاتي الفقاعة لهواء يحصل لها عند ماترتفع أو ترفع الفقاعة إلى أعلى وهو ناتج عن انخفاض الضغط على تلك الفقاعة عندما تصعد وكذلك ناتج عن استهلاك هذه الفقاعة لطاقتها نتيجة لما تبذله من جهد عندما تصعد وليس لتأثير البيئة المحيطه.

2- التحمئة الذاتية Adiabatic Heating

وهو ناتج فقط عن زيادة الضغط على فقاعة الهواء عندما تهبط إلى أسفل وليس ناتج عن تأثير البيئة المحيطة بالفقاعة. و عندما تهبط هذي الفقاعة تنضغط و يقل حجمها و تحمى.

(مثال الثلاجة و غاز الفريون)

- يجب أن نشير هنا إلى أهمية عدم الخلط بين التغير البيئي الطبيعي NLR والتغير الذاتي ALR فالأول تغير في درجة حرارة البيئة والثاني تغير في درجة حرارة الفقاعة. الأول يكون متغير حسب الظرف البيئة والثاني ينقسم إلى قسمين الأول جاف والثاني رطب فالجاف شبه ثابت والثاني يحصل فيه تغير بحسب كمية الحرارة الكافية في بخار الماء .

هذا يقودنا إلى أن نأخذ التعاريف التالية:

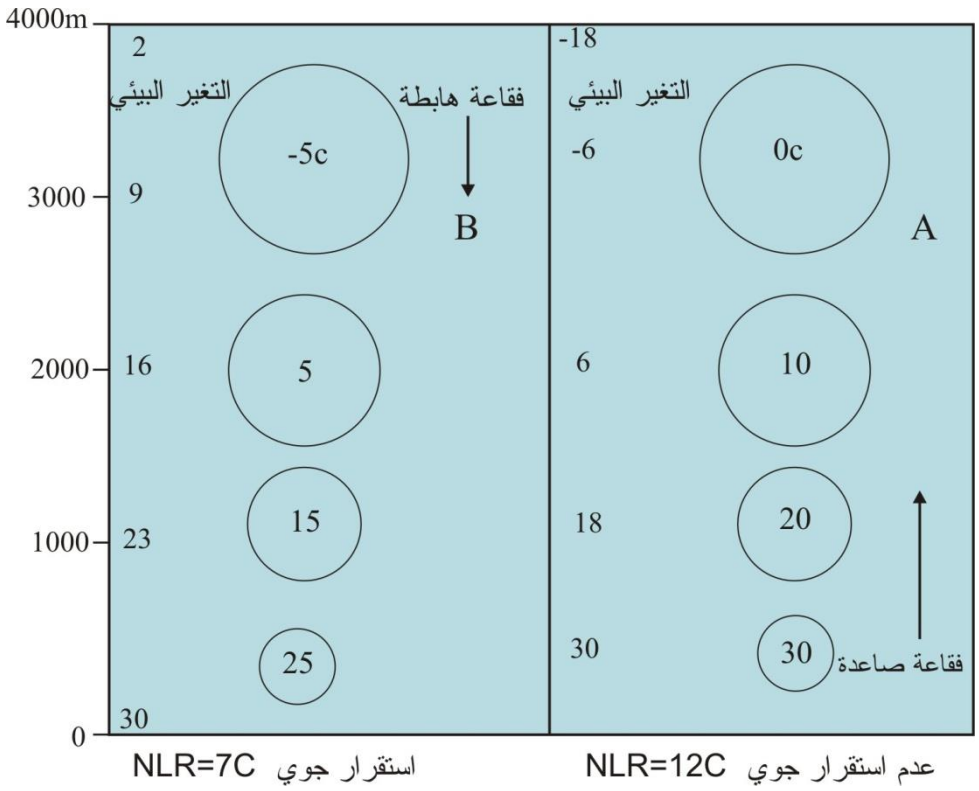
التبريد الذاتي الجاف: Dry Adiabatic Lap Rate DALR

هو تبريد ذاتي يحصل لفقاعة الهواء عندما تصعد إلى أعلى و التي لم تصل إلى حالة التشبع ببخار الماء بعد وهو يعادل بدرجة 9.81C أو تقريباً C 10 لكل 1000متر وهذا ثابت.

التبريد الذاتي الرطب: (MALR) Moist Adiabatic lap Rate

وهو تبريد ذاتي في فقاعة الهواء التي وصلت مرحلة التشبع وهو أقل من التبريد الذاتي الجاف لأن إطلاق الحرارة الكامنة Latent Heat أثناء التكاثف يقلل من عملية التبريد وهو يتراوح مابين C 4.5 – C 9.5 حسب كمية الحرارة الكامنة في بخار الماء ومعدلة 6ْ/1000م.

أما التغير البيئي الطبيعي لدرجة الحرارة NLR فهو تغير في درجة الحرارة في البيئة وليس الفقاعة ومقداره 5ر6م/1000 متر سواء بالنقص عند الصعود أو الزياده عند الهبوط. وهذا التغير في البيئة يحصل فقط في طبقة التروسوسفير كما ذكرنا سابقاً وينتج بشكل رئيسي عن التوزيع الرأسي للإشعاع الشمسي والأرضي وحركة الرياح الرأسية في طبقة التروسوسفير.


4000m
3000
2000
1000
0
2
التغير البيئي
-5c
فقاعة هابطة
9
B
16
5
23
15
25
30
-18
التغير البيئي
-6
0c
A
6
10
18
20
30
30
فقاعة صاعدة
NLR=7C استقرار جوي
NLR=12C عدم استقرار جوي

الاستقرار وعم الاستقرار الجوي Atmospheric Stability

- نحن نسمع بجو مستقر وغير مستقر ...الخ.
- إن دراسة الاستقرار وعدم الاستقرار الجوي تعتبر مهمة جداً لأن استقرار أو عدم استقرار الجوي هو مظهر لأغلب العمليات المناخية والمترولوجيه.

أما دراسة الاستقرار وعدم الاستقرار الجوي في هذا الجزء من المنهج فهذا اختير لكون الاختلافات والتفاوتات بين التغير البيئي الطبيعي والتغير الذاتي الجاف والرطب NLR, DALR,MALRفي درجة الحرارة هو السبب الرئيسي لايجاد حالة استقرار أو عدم استقرار الجوي. ولكن يجب أن نضع في الاعتبار أن هناك عوامل أخرى تؤثر في الاستقرار الجوي مثل كمية بخار الماء وعمليات الرفع لميكانيكي والدينمكي والتي سوف نتطرق لها مستقبلاً. و يجب أن ندرك حقائق هي:

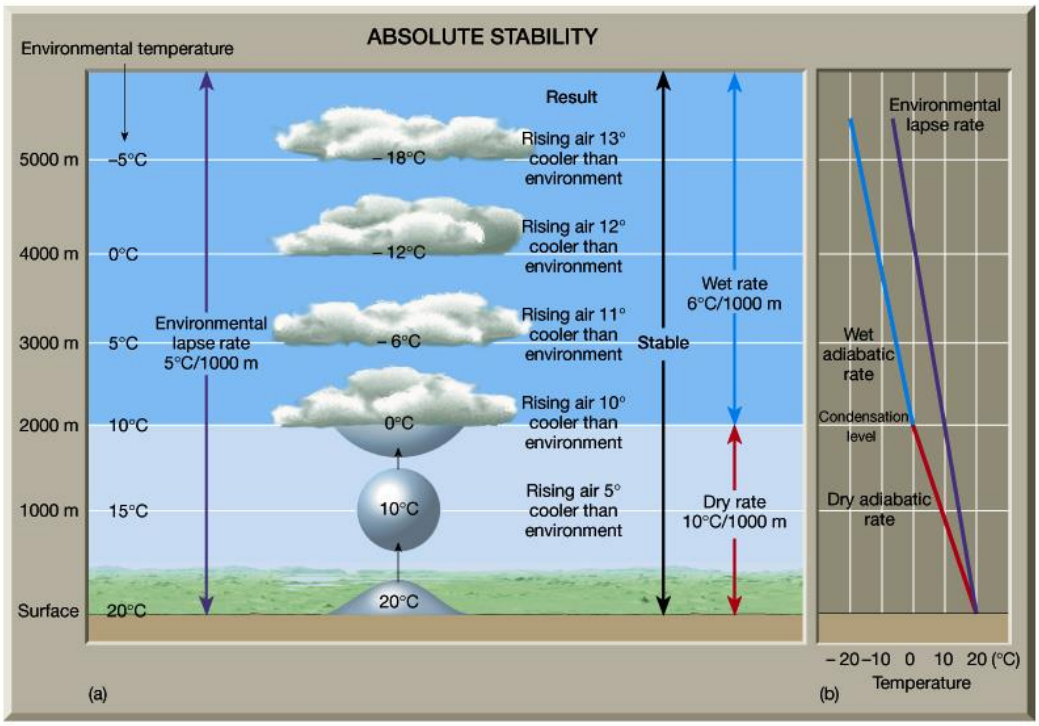
بارد= ثقيل= هبوط=إستقرار للهواء دافئ= خفيف= صعود= عدم استقرار.

بناء على ما سبق يمكن تقسيم حالة الاستقرار وعدم الاستقرار الجوي إلى 3 أنواع رئيسية هي:

1- استقرار جوي تام Absolute Stability

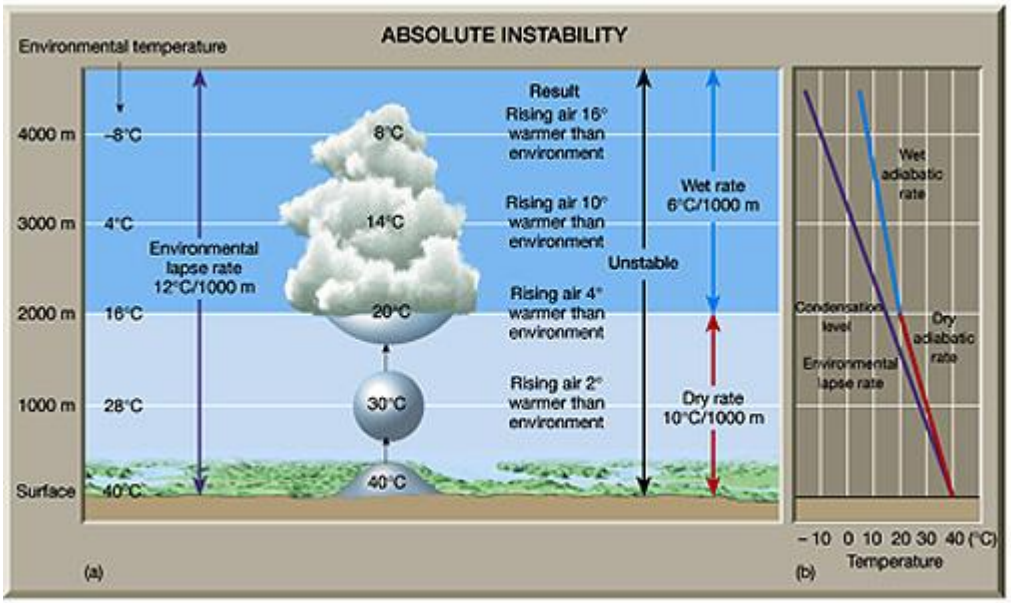
وهذا يحصل عندما يكون التبريد البيئي الطبيعي أقل من التبريد الذاتي الجاف و الرطب NLR< MALR & DALR . في هذه الحالة فقاعة الهواء (سواء اتبعث في تبريدها الذاتي عند التصاعد DALR أو MALR) سوف تكون ابرد من الهواء المحيط مما يجعلها أكثف وأثقل من الهواء المحيط فتهبط من مكانها إلى اسفل مما يوجد حالة استقرار تام في الجو.

مثال: NLR < DALR & MALR



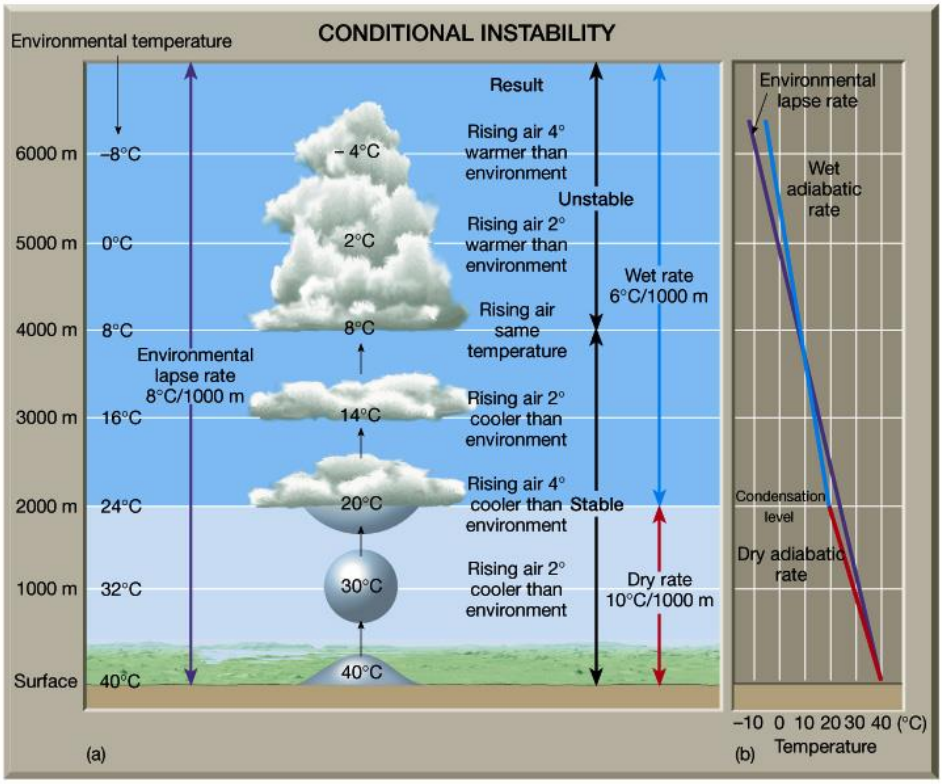
2- عدم استقرار جوي تام Absolute Instability

وهذا يحدث عندما يكون التبريد البيئي الطبيعي اكبر من التبريد الذاتي الجاف و الرطب اي NLR> MALR & DALR مما يشير إلى أن الفقاعة التي تصعد او تدفع سواء اتبعت في تبريدها تبريدا ذاتيا رطبا او جافا(DALR او MALR)سوف تكون أدفئ وأخف من الهواء المحيط فتصاعده إلى أعلى متكاثفه ومكونه للسحب إذا وصلت مستوى الككاثف condensation Level CL و كان هناك رطوبة نسبية كافيه.

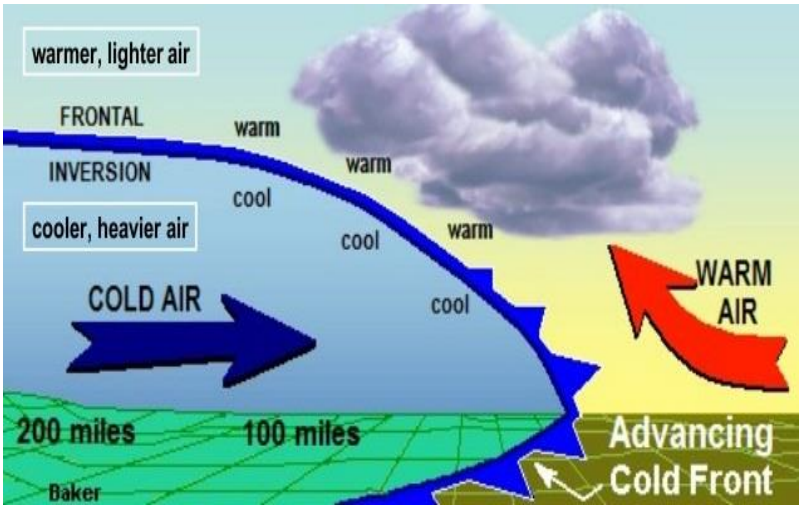


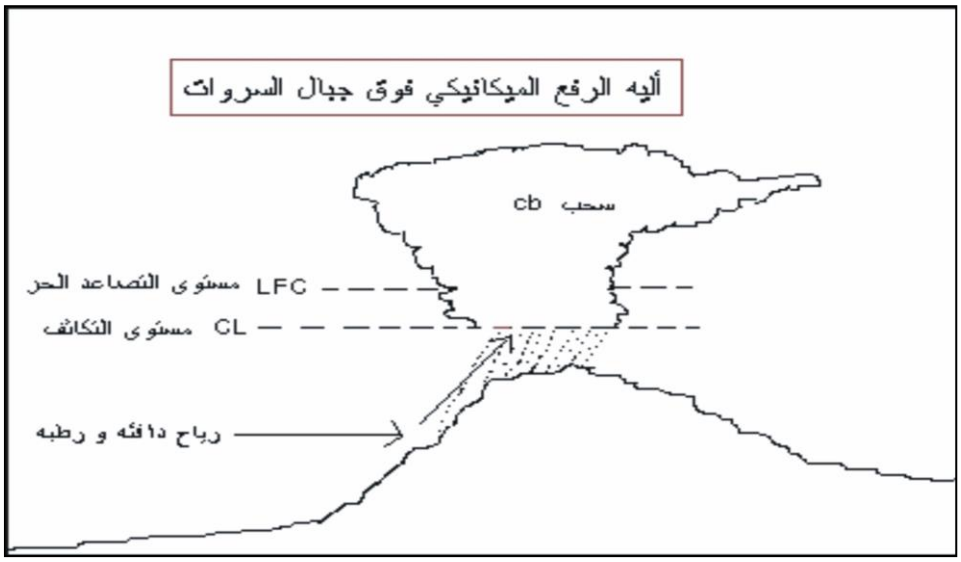
3- عدم استقرار شرطي Conditional Instability

وهذا يحدث عندما يكون التبريد البيئي الطبيعي أقل من التبريد الذاتي الجاف و اعلى من التبريد الذاتي الرطب MALR< NLR< DALR هذا يعني أن فقاعة الهواء تصعد إلى أعلى او تدفع إلى اعلى ستكون ابرد من الهواء المحيط ولا تتصاعد إلى أعلى وتستقر مادامت لم تبدء في التكاثف أما إذا أن بدأت في التكاثف وبدأت الحرارة الكامنة Latent Heat بالخروج فأن تبريدها الذاتي يقل إلى أن تصبح أدفئ من الهواء المحيط وتتصاعد إلى أعلى متحولة إلى فقاعة غير مستقرة بعد أن تصل مستوى التصاعد الحرLFC Level of Free Convection. في هذا النوع من عدم الاستقرار تحتاج الفقاعة إلى نوع من الرفع (دينمكي أو ميكانيكي) لكي تصل إلى خط التكاثف CL ثم خط التصاعد (LFC)ثم تكون فقاعة غير مستقرة لذلك سمي عدم استقرار شرطي.



و المقصود بالرفع آلية تدفع الفقاعة إلى اعلى و هي ديناميكية مثل الجبهات و مكانيكية مثل الية رفع الجبال.




أليه الرفع الميكانيكي فوق جبال السروات
سحب cb
مستوى التصاعد الحر LFC
مستوى التكاثف CL
رياح دافئه و رطبه

الضغط الجوي Aspheric Pressure

الضغط الجوي فوق أي نقطه على سطح الأرض هو وزن عمود الهواء فوق هذه النقطه حتى نهاية الغلاف الجوي وسبب هذا الوزن هو:

1- مكونات الغلاف الجوي.

2- الجاذبية الأرضية.

وبعد تجارب عديدة اكتشف أنه يساوي عند سطح البحر 14.7 رطل/ بوصة^2 وهذا يعادل وزن عمود من الزئبق ارتفاعه 76سم و مقطعة 1سم^2 وهذا يعادل 1013.25 ملليبار أو 29.92 بوصة وسوف نتطرق لوحدات قياس الضغط لاحقاً.

ووزن هذا العمود من الزئبق يتغير من زمان إلى زمان ومن مكان إلى مكان والذي يحكم هذا التغير هو درجة الحرارة وكثافة ومكونات الغلاف الجوي.

من خواص الغازات أنها حرة تشغل الحيز المتاح لها لذلك في الطبيعة ارتفاع الحرارة يعني انخفاض في الضغط وانخفاض في الحرارة يعني زيادة في الضغط الجوي لأن انخفاض الحرارة يعني زيادة الجزئيات في مساحة محدودة وعكس ذلك عند زيادة الحرارة. ويجب أن نشير أنه في حالة تثبيت الحجم ينعكس الوضع اي زيادة الحرارة تيزيد الضغط والعكس صحيح (مثال العلبة والنار).

و يجب ان نذكر أن الحرار هي T = Temperature

الضغط هو P = Pressure

الكثافة هي D = Density

الحجم هو V = Volume

إذا عند تغير والحرارة يتغير الضغط و الحجم و الكثافة على النحو التالي:

$T\uparrow = D\downarrow = V\uparrow = P\downarrow$

$T\downarrow = D\uparrow = V\downarrow = P\uparrow$

لذلك علاقة الحرارة بالضغط الكثافة والحجم يمكن نلخصها في قانون يسمى قانون الغاز العام وهو $PV = RT \quad or \quad P = \rho RT$

حيث أن:

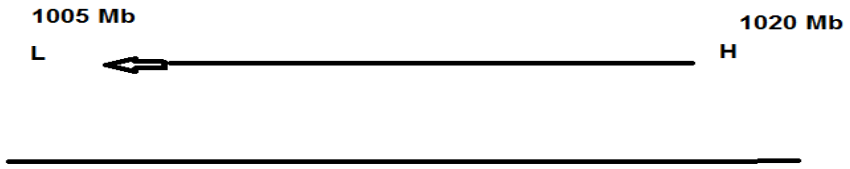
T= الحرارة، P= الضغط، R= ثابت الغاز العامي

والذي يبلغ $R=8.03144\times10^{7} erg/\ Mol/\ Kg$

أما ρ فهي الكثافة.

ولكن يجب أن ندرك أن الغازات لاتتبع قانون الغاز تماماً في الطبيعة لأن المتغيرات المذكوره لاتكون ثابته وهذا القانون ينطبق أكثر على الهواء الجاف ولكن في الحقيقة الهواء يحمل رطوبة نسبية فيلعب دورها في كثافة الهواء وضغط.

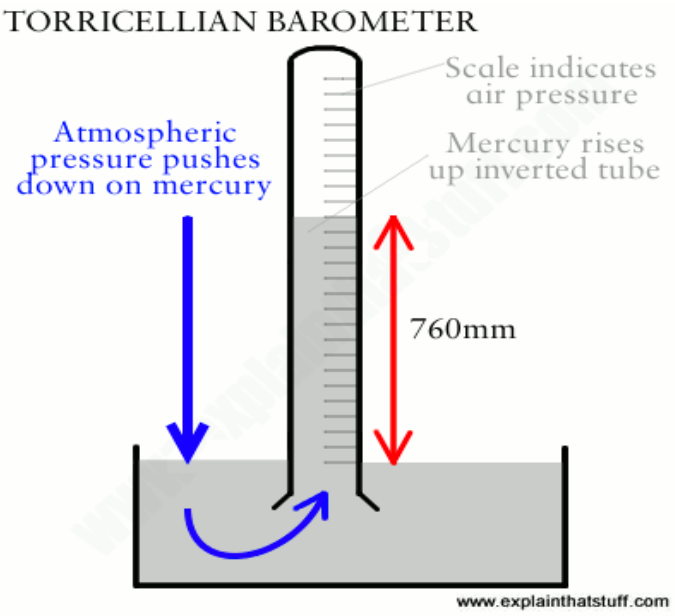
معدل الضغط عند سطح البحر 1013 Mb و اعلى من ذلك الضغط يرمز له بالرمز H و اقل منه يرمز له بالرمز L. وتكمن أهمية دراسة الضغط الجوي في أنه أهم العوامل المؤثرة في حركة الرياح الرأسية والأفقية حيث أن الضغط يؤثر على الكثير من العناصر المناخية بالذات وسرعة واتجاه الرياح حيث أن الرياح الأفقية تنتقل من الضغط الأرفع إلى الضغط أقل أو بشكل عام من H إلى L.



لذلك الاختلافات في الضغط مهمة في تشكيل الطقس على سطح الأرض. معدل الضغط يتراوح مابين 982 إلى 1033ميليار وأعظم ضغط سجل هو في سيبيريا عام 1893= 1075 مليبار وأقله 877 مليبار في حالة إعصار غرب جزر مرينا عام 1959م.

- أجهزة قياس الضغط الجوي:

أول من قاس الضغط الجوي هو العالم الايطالي تورشيلى عام 1647م حيث اخترع البارومتر الزئبقي وهو يعتمد على ارتفاع الزئبق في الانبوبه المغلقة من اعلى بسسب الضغط الجوي.



اكتشف باسكال أن الضغط ينخفض بالارتفاع عام 1654 واتضح له أن عند سطح البحر وزن عمود الهواء يعادل وزن عمود من الزئبق طوله 76سم و مقطعة = 1سم^2 .

- **أهم أجهزة قياس الضغط الجوي:**

أ – البارومتر الزئبقي Mercurial Barometer. و هو ابوبة طولها متر و مقطعها 1سم^2 مفتوحة بصمام من اسفل و فيها زئبق يتحرك حسب الضغط الجوي.

ب-البارومتر المعدني Aneroid Barometer. و هو صندوق معدني دائري مغطى بمعدن يتأثر بالضغطة فيتحرك إلى اعلى و اسفل بتغير الضغط الجوي. و ذلك المعدن موصل بروافع و الروافع تحرك مؤشر يشير إلى مقدار الضغط.

ر

ج- الباروجراف Barograph . و هو جهاز مشابه لألية الثرموجراف و لكنه يعتمد على خاصية تأثر المعادن بالضغط.

- نظم قياس الضغط الجوي:

هناك وحدات عديدة يمكن من خلالها التعبير عن الضغط الجوي فمعدل الضغط الجوي عن سطح البحر هو 1013 مليبار:

1- المليبار MB وهو الوحدة الدينمكية لقوة الضغط التي تقع على وحدة المساحة التي مقدر هذا 1سم^2 وهو $\frac{1}{}$ من البار Bar و 1000 مليبار = 1بار

الينوتن و النيوتن هي القوة التي تسارع 1 كيلوجرام لمسافة 1متر في الثانية المربعة ومعدل الضغط الجوي عند سطح البحر هو 101325 ينوتن/متر^2. إذا المليبار الواحد = 100 نيوتن

3- الباسكال وهو مشابه للينوتن في SI أي أن 1 باسكال = 1 ينوتن لذلك معدل الضغط الجوي= 101325 باسكال أو 1013.25 هيكتوباسكال أو 101.325 كيلو باسكال.

4- البوصة ومعدل الضغط 29.92/زئبق بوصة وكل بوصة تعادل 33.86 ملليبار.

5- سم وهنا معدل الضغط 76سم/زئبق. و 1سم= 13.32 ملليبار واملليبار = 0.75سم

6- الداين وهو وحدة CgS ومعدل الضغط هو 1013250 داين/سم^2 . إذا 1 نيوتن= 10داين، لذلك 1 ملليبار= 1000داين

ونلخص تلك المقاييس فنقول متوسط الضغط الجوي عند سطح البحر هو

- 1013. 25 ملليبار/سم^2
- 101325 نيوتن/م^2
- 101325باسكال/م2
- 1013.25 هيكتوباسكال
- 1013250 داين/سم^2
- 76سم/زئبق
- 29.92 بوصة/زئبق
- 14.7 رطل/ البوصة^2

1013ملليبار يساوي 1 أتموسفير (جوّ) والذي يمكن حسابه على النحو التالي= الضغط الفعلي ÷ معدل الضغط

مثال: ماهو الجوّ إذا كان الضغط الفعلي 1035 مليبار

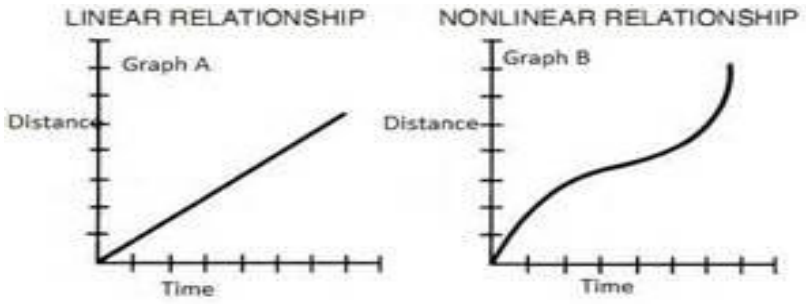
الحل: 1035÷ 1013=1ر02 جو

مثال أخر: ماهو الجو إذا كان الضغط الجوي 990 مليبار

الحل: الجو = $\frac{990}{1013}$ = 0ر98جو

- **التغيير الرأسي في الضغط الجوي**

بسبب الجاذبية ونقص كثافة الهواء بالارتفاع عن سطح البحر يقل الضغط الجوي بالارتفاع وسبق أن ذكر أن توزيع مكونات الغلاف الجوي لاتتبع توزيعاً خطيا منتظماً بل نجد أن حوالي نصف كثافة الغلاف الجوي وكتلته تقع في قبل 5.5كم من السطح. لذلك من الصعب ايجاد علاقة خطية منتظمة تربط مقدار الانخفاض في الضغط بالارتفاع كما هو في تغير الحرارة بالارتفاع.



كما أن قيم الحرارة وكثافة الهواء والرطوبة في مستوى معين غير ثابتة وهذا يزيد الأمر صعوبة. إلا أن هناك قواعد تقريبية يمكن من خلالها حساب التغير الرأسي في الضغط بشكل تقريبي وهي:

1- يقل الضغط بمقدار 1مليبار لكل 8 متر لأول 3كم الاولى ثم يكون 1مليبار لكل 14متر وهكذا

مثال:

إذا كان الضغط عند السطح 1020ملليبار فماهو الضغط عند ارتفاع 4000 متر من السطح

الحل: بناءاً على القاعدة السابقة ينقص الضغط بعد 3000متر

3000/8 = 375mb ثم نطرح 645 mb =375-1020 و هو الضغط الجوي عند 3000 متر

و من 3000 متر إلى 4000متر ينقص الضغط 1000/14 = 71mb

ثم نطرح الفرق بين في الضغط عند السطحين فيكون الضغط عند 4000متر

645-71=574mb و هو المطلوب.

ب- كما يكمن حساب التغير الرأسي في الضغط بشكل تقريبي رياضيا عن طريق المعادلة الهيدروستاتيكية Hydrostatic Equation

وهي تعتمد على كثافة الهواء وتسارع الجاذبية والتغير في الارتفاع.

إن متوسط كثافة الهواء عند مايسمى Normal Temperature Pressure وهما عند T=288K , P=1013mb هي:

$1.23x10^{-3}g/cm^{-3}$ or $1.29kg/m^{-3}$

وهذا يوضح أهمية درجة الحرارة في تحديد كثافة الهواء والحساب كثافة الهواء نطبق:

$$\rho=P/RT$$

حيث أن الضغط الجوي= P

الثابت لعالمي للغاز= R ومقداره في نظام SI

هو 287 جول لكل كيلوجرام لكل درجة حرارة كالفن واحدة. أو 287 J/Kg/ K°

مثال: ماهي كثافة الهواء إذا كانت درجة الحرارة 288k والضغط 1020 مليبار

الحل: نطبق القانون و نستخدم النيوتن على النحو التالي:

$102000/187x288 = 102000/82656 = 1.23kg/m^{-3}$

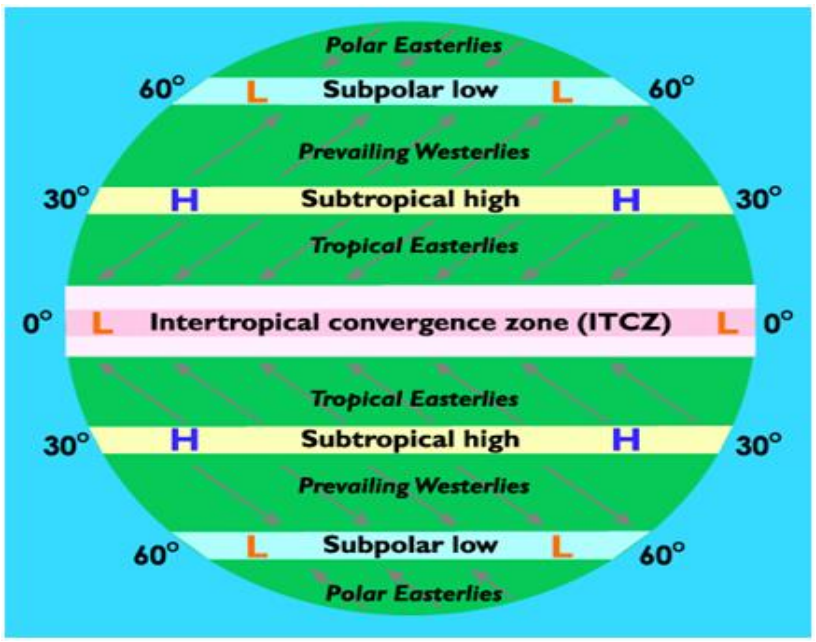
ولحساب التغير في الضغط باستخدام المعادلة الهيدروستاتيكية وهي نحصل على الضغط

$$\triangle p = \rho g \triangle h$$

مع العلم أنه هي تسارع الجاذبية ومقداره 9.8 ms-2

- **نطاقات الضغط الجوي الرئيسية في العالم:**

يوضح الشكل المعطى الترتيب المثالي لنطاقات الضغط المتوافقة مع دوائر العرض المختلفة وتكاد تكون هذه النطاقات تتفق مع النطاقات الحرارية الكبرى و هذه النطاقات هي:



أ- نطاق الضغط الاستوائي المنخفض Equatorial low Pressure

وهو بين صفر 5 ش و ج ويقل فيه الضغط الجوي عند 29.92 (1013mb) وتنجذب إليه الرياح التجارية الآتية من المناطق المدارية خاصة إلى مناطق مايسمى بالرهو الاستوائي. ويحصل في هذا النطاق عملية التقاء للرياح وتصعيد قوي Convection

ب- نطاق الضغط المرتفع شبة المداريSubtropical High Pressure

في هذا النطاق يهبط الهواء من أعلى إلى أسفل خاصة ما بين 15- 30 ش و ج وتسمى هذه العروض بعروض الخيل Horse Latitudes وتخرج منهما الرياح التجارية الشمالية الشرقية في النصف الشمالي للكرة الأرضية والتجارية الجنوبية الشرقية في النصف الجنوبي وتتجه هذه الرياح إلى مناطق الاستوائية لتحل محل الهواء المتصاعد.

ج- نطاق الضغط المنخفض شبة أو دون القطبيSub polar Low Pressure

بين 60-50 ش و ج ويتكون تبعاً لصعود الهواء إلى أعلى من جهة و إلى زيادة نسبة الرطوبة من جهة أخرى وتتجه إلى هذين النطاقين الرياح العكسية الغربية والرياح القطبية.

د- نطاق الضغط المرتفع عند القطبي: polar High Pressure

هذا النطاق يتكون تبعاً لهبوط الهواء من أعلى إلى أسفل لشدة برود القطبين ويتجه من هذا النطاق الرياح القطبية نحو الضغط المنخفض شبه القطبي .

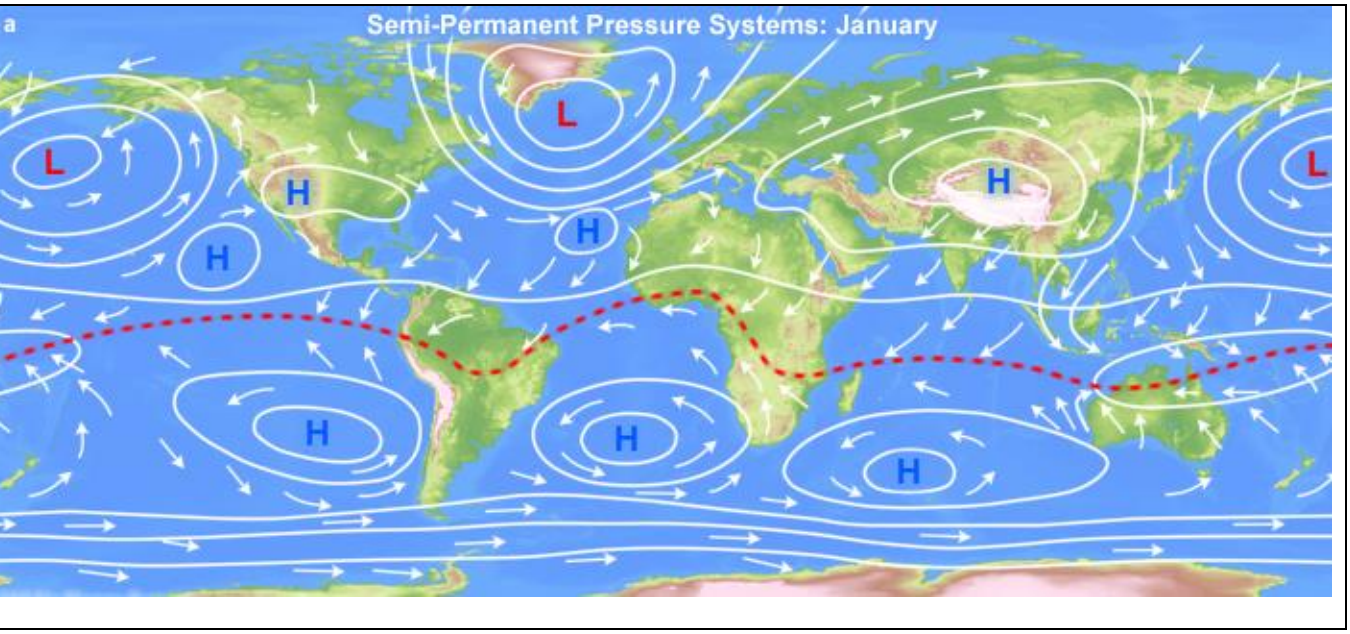
إن اختلاف مقادير الضغط من مكان إلى آخر يؤثر في نشؤ نظم الحركة Systems of Motion في الغلاف الجوي . ومن ثم في نظم حركة الرياح وفي اتجاهاتها الدائمة والفصلية ومدى سرعتها بل وفي نشؤ الزوابع والأعاصير المدارية والانخفاضات الجوية . هذه النظم من الضغط الجوي هي انعكاس لاختلافات درجة حرارة الهواء في طبقة التروبوستير، لذلك يختلف نظم الضغط الجوي على سطح الأرض من فصل إلى آخر تبعاً لاختلاف درجات الحرارة بين الفصول .

1 – العوامل التي سبق ذكرها كعوامل تؤدي إلى اختلافات أفقية في درجة الحرارة تؤدي أيضاً إلى اختلافات أفقية في الضغط خاصة(1) الموقع بالنسبة للدائرة الاستوائية (2)اختلاف

التوزيع الجغرافي لليابس والماء على سطح الأرض (3) اختلاف درجة الحرارة أفقياً. لذلك ينشئ ضمن النطاقات الرئيسية للضغط اختلافات أفقية نناقشها على النحو التالي :

أولاً: التوزيع الفعلي للضغط الجوي في فصل الشتاء:

عندما نقول فصل الشتاء فنحن نقصد شتاء نصف الكرة الشمالي، فالأرض ليس لها شتاء مطلق أو صيف مطلق، فعندما يكون الوضع شتاء في نصف الكرة الشمالي، يكون الوضع صيفًا في نصف الكرة الجنوبي والعكس صحيح. ففي فصل شتاء نصف الكرة الشمالي تكون الأشعة الواصلة مائلة؛ لأن الشمس في رحلتها السنوية اتجهت للجنوب، وتبلغ أبعد نقطة عندما تتعامدعلى مدار الجدي في 21 ديسمبر؛ لذلك، وبسبب خاصية اليابس والماء التي سبق أن تحدثنا عنها، تبرد المسطحات اليابسة في نصف الكرة الشمالي بسرعة شتاء مقارنة بالمسطحات المائية. هذا يعني أن الهواء يبرد فوق المسطحات اليابسة أكثر بشكل واضح من المسطحات المائية، فيرتفع الضغط فوق تلك المسطحات اليابسة، فيتكون فوقها أنظمة ضغط مرتفعة ويتكون في الغالب فوق المسطحات المائية من بحار ومحيطات وأنظمة ضغط منخفضة. ولو رجعنا للخريطة (شكل 5.6)، يتبين لنا أن من أهم أنظمة الضغط الجوي المرتفعة في شتاء نصف الكرة الشمالي هي:



شكل 5.6. توزيع مراكز الضغط الرئيسة في العالم في فصل الشتاء للنصف الشمالي من الكرة الارضية.

1- لضغط المرتفع السايبيري Siberian High Pressure System: وهو يتمركز فوق وسط آسيا التي تكون باردة جداً في فصل الشتاء ومغطاة بالثلوج، والضغط هنا قد يتجاوز 1040 مليبار، وهذه المنطقة في الغالب تسجل أعلى قيم ضغط في الكرة الأرضية. ففي ديسمبر عام 1968م سجلت محطة أجاتا Agata في سابيريا ضغطًا مقداره 1084 مليبار وهو أعلى ضغط سجل حتى الآن. ويمتد تأثير هذا المرتفع إلى معظم آسيا عدا الأجزاء الجنوبية منها، فهو يمتد للشرق الأوسط وشرق أوروبا وشرق آسيا، وكلما ابتعدنا عن المركز في وسط آسيا قلت قيم الضغط.

2- الضغط المرتفع فوق شمال أمريكا الشمالية: هذا الضغط مرتفع، ولكنه أقل من قيم المرتفع السايبيري، ولا يمتد لنفس المسافة، وضغطه المركزي يصل أحياناً إلى 1030 مليبار، ويؤثر في كندا والولايات المتحدة في أغلب الشتاء.

3- المرتفع الجوي فوق الجزء الشمالي من أفريقيا: وهذا الضغط المرتفع يسود أغلب النصف الشمالي من القارة الأفريقية في أشهر الشتاء خاصة ديسمبر ويناير، ويبلغ أعلى ضغط فيه ما بين 1025-1030 مليبار، وقد يمتد أثره إلى الجزيرة العربية.

4- المرتفع الأزوري Azure High Pressure System : وهو مرتفع محيطي يتمركز حول جزر لازور في المحيط الأطلسي. الضغط هنا ليس شديد الارتفاع بالمقارنة بالمرتفعات الجوية فوق المسطحات اليابسة، فالضغط في المركز يبلغ تقريباً 1020 مليبار، وسبب ارتفاع الضغط هنا وقوعه في نطاق الضغط المرتفع المداري الذي يمتاز بهبوط هوائي علوي، مما يشكل ضغطًا مرتفعًا. أيضًا برودة المياه في المنطقة بسبب التيارات المحيطة الباردة تسهم في ارتفاع الضغط هناك.

5- المرتفع الباسفيكي Pacific High Pressure System: يتمركز هذا الضغط في شرق المحيط الهادي جنوب غرب قارة أمريكا الشمالية، وهذا أيضًا مرتفع جوي محيطي ليس شديد الارتفاع في قيم الضغط مقارنة بالمرتفعات الجوية فوق اليابس، فارتاع الضغط هنا يعود للأسباب نفسها التي ذكرناها في النظام السابق.

أما أهم مراكز الضغط المنخفض في الشتاء فهي:

1- المنخفض الأيسلندي Icelandic Low Pressure System: يتمركز هذا النظام جنوب جزيرة جرينلاند وحول الجزر الأيسلندية. ويعدّ أنشط منخفض جوي في نصف الكرة الشمالي، والضغط في مركزه يقل عن 1000 مليبار بشكل واضح، وهو يمتد لمسافات كبيرة، ويؤثر في معظم أوروبا بالذات الجزء الغربي منها، وقد يمتد تأثيره إلى شرق أمريكا الشمالية وشرق أوروبا.

2- المنخفض الألوشي Aleutian Low Pressure System: يتمركز هذا المنخفض حول جزر لوشيان غرب ألاسكا، وهو يمتد لمسافات أقل من المنخفض الأيسلندي، وضغطه في المركز أقل، ويبلغ في حدود 1010 مليبار، ولا يقل في الغالب عن 1000 مليبار.

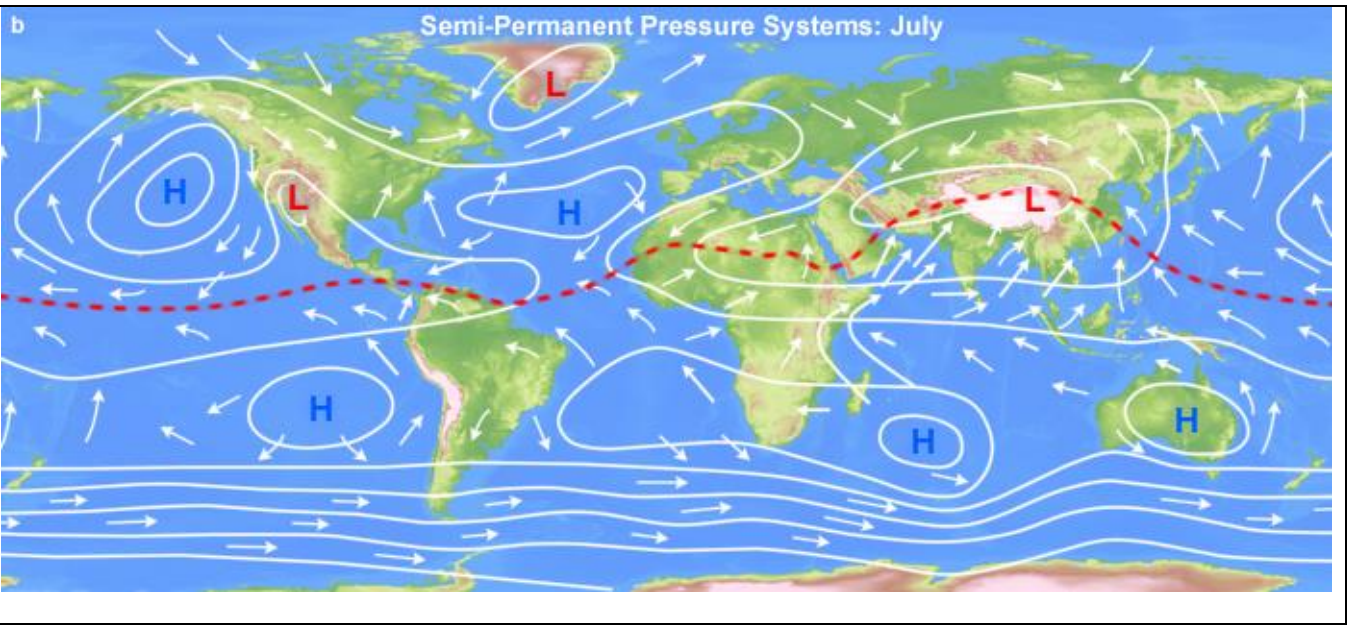
هذه أهم مراكز الضغط المنخفض في مراكز الكرة الشمالي، وهناك مراكز أخرى من أبرزها: منخفض البحر المتوسط الذي يتمركز في البحر المتوسط، ويمتد أثره إلى أغلب البلدان التي تقع على البحر المتوسط، وقد يؤثر أحياناً على الجزيرة العربية.

في الوقت الذي يتعرض فيه نصف الكرة الشمالي لفصل الشتاء، يتعرض نصف الكرة الجنوبي لفصل الصيف. وفي نصف الكرة الجنوبي يقل ارتباط الضغط بتوزيع اليابس والماء، والذي شرحناه سابقاً، والسبب في ذلك يعود إلى سيطرة المسطحات المائية في نصف الكرة الجنوبي التي تكتسب برودة من التيارات الباردة جداً والقادمة من القطب الجنوبي شديد البرودة. ففي صيف نصف الكرة الجنوبي يبرز مركزي ضغط مرتفع في وسط المحيط الأطلس الجنوبي وشرق المحيط الهادي قرب سواحل أمريكا الجنوبية الغربية. في هذين المركزين يزيد الضغط قليلاً عن 1020 مليبار. كما أن الضغط في المحيط الهندي الجنوبي مقارب لتلك القيم. ويساعد على ارتفاع الضغط في هذه المراكز وقوعها في منطقة الضغط المرتفع المداري، حيث يكون هناك هبوط هوائي يساعد على ارتفاع الضغط أحياناً.

أما على اليابس في نصف الكرة الجنوبي من الكرة الأرضية في كل من أستراليا وجنوب قارتي أفريقيا وأمريكا الجنوبية، فيكون الضغط بطبيعة الحال منخفضًا بحسب خواص اليابس في الصيف. حيث يقل الضغط عن 1010 مليبار، ولكن هذه المراكز من الضغط المنخفض محدودة، ولا تمتد لمسافات كبيرة خارج المسطحات اليابسة المحدودة المساحة نسبيًا.

ثانيًا: التوزيع الفعلي للضغط الجوي في فصل الصيف:

أيضاً نقصد هنا صيف نصف الكرة الشمالي الذي يقابله شتاء في نصف الكرة الجنوبي. في هذا الفصل في نصف الكرة الشمالي تكون المسطحات المائية أبرد من المسطحات اليابسة، وذلك بحسب خواص اليابس والماء التي شرحناها سابقاً، ففي فصل الصيف لا تفقد البحار والمحيطات برودتها بسرعة، وعكس ذلك المسطحات اليابسة التي تفقد برودتها بسرعة، وهي تكتسب حرارتها بسرعة مقارنة بالمسطحات المائية، إلا أن الضغوط الجوية التي تنشأ فوق اليابس والماء بسبب ذلك لا تكون مثل وضوحها في فصل الشتاء، وتكون خطوط الضغط (Isobars) أكثر تباعدًا. ويمكن إيراد مراكز الضغط في صيف نصف الكرة الشمالي على النحو التالي:



شكل 5.7. توزيع مراكز الضغط الرئيسة في العالم في فصل الصيف للنصف الشمالي من الكرة الارضية.

1- الضغط المنخفض الهندي Indian Low Pressure System . يتمركز هذا النظام شمال شبه القارة الهنديه، ولكن أثره يمتد إلى أغلب وسط آسيا وجنوبها وغربها ومن ضمنها منطقتنا. وفي الغالب يكون الضغط قرب مركز هذا النظام أقل بشكل واضح من 1000 مليبار. ويختلف تأثيرة من مكان

إلى آخر بحسب الطبوغرافية أو البحرية والقارية للرياح التي يسببها. فهذا المنخفض الصيفي يؤدي إلى أمطار موسمية على الأغلب في جنوب آسيا، ولكنه يؤدي لارتفاع في الحرارة وجفاف في الجزيرة العربية؛ لأن الرياح التي يسببها هذا المنخفض تأتي من مناطق قارية جافة.

2- المنخفض الايسلاندي. و هذا موجود في فصل الشتاء و لكنه في هذا الفصل اضعف كثيرا و يتزحزح شمالا

3- منخفض جنوب غرب امريكا الشمالية. و هذا المنخفض حراري مثل منخفض الهند الموسمي و لكنه اضعف و يسبب أمطار موسمية على جنوب غرب امريكا الشمالية.

4- مرتفع برمودا Bermuda High Pressure System: يتمركز هذا الضغط حول جزر برمودا غرب المحيط الأطلس، ويمتد أثره إلى أغلب المحيط الأطلسي، وشرق الولايات المتحدة الأمريكية، والضغط هنا مرتفع قد يصل إلى 1020 مليبار.

5- الضغط المرتفع الباسفيكي Pacific High Pressure System: يتمركز هذا النظام في المحيط الهادي غرب أمريكا الشمالية، وهو نفس المرتفع الذي يظهر في الشتاء، ولكنه هنا أضعف ويتزحزح شمالاً.

هذه هي أهم مراكز الضغط التي تؤثر في الأرض في صيف نصف الكرة الشمالي، ويتزامن مع ذلك في نصف الكرة الجنوبي وجود فصل الشتاء، حيث تسيطر أنظمة ضغط مرتفعه، سواء في المسطحات المائية أو اليابسة، والسبب في ذلك هو أن المسطحات اليابسة محدودة بطبيعة الحال، وبحسب القاعدة المرتبطة بخواص اليابس والماء يسيطر عليها أنظمة ضغط مرتفعة. أما المسطحات المائية فيسيطرة عليها أنظمة مرتفعة؛ لأن المسطحات المائية باردة مقارنة بمثيلاتها في نصف الكرة الشمالي، بسبب شدة برودة القطب الجنوبي والتيارات المحيطية البادرة التي تأتي منه إلى المسطحات المائية في

نصف الكرة الجنوبي. على كل حال أنظمة الضغط المرتفعة هذه ليست قوية، حيث لا يزيد الضغط المرتفع كثيراً عن 1013 مليبار.

هذه هو بشكل عام توزيع الضغوط الجوية في الأرض في أثناء شتاء وصيف نصف الكرة الشمالي، ويجب أن نلاحظ الآتي:

1- تكون مراكز الضغط في الشتاء أكثر قوة من فصل الصيف، والسبب في ذلك يعود إلى تعقيد السطح في نصف الكرة الشمالي، وتأثير المسطحات اليابسة الكبيرة على الضغط الجوي، ووجود تباين قوى بينها وبين المسطحات المائية.

2- تكون مراكز الضغط في نصف الكرة الجنوبي أضعف وأقل تعقيداً منها في نصف الكرة الجنوبي، بسبب تجانس السطح فيه وسيطرة المسطحات المائية وبرودتها بسبب تأثير القطب الجنوبي وقارة إنتاركتا الباردة جداً، وقوة نظام الضغط المرتفع المداري في نصف الكرة الجنوبي.

3- تكون خطوط الضغط المتساوي (Isobars) أكثر تقاربًا في فصل الشتاء، ونشوء المنخفضات الحركية أقوى بكثير من فصل الصيف خاصة في نصف الكرة الشمالي، وهذا يعني أن الرياح أشد في فصل الشتاء والطقس أكثر اضطرابًا.

4- مراكز الضغط الجوي المنخفض تكون ضعيفة عدا منخفض الهند الموسمي.

5- هناك مراكز ضغط شبه ثابتة في الفصلين مع تزحزح لموقعها وضعفها في فصل الصيف، وهذه المراكز هي مراكز الضغط المرتفعة في المحيط الأطلسي في منطقة الضغط المرتفع المداري (Subtropical Area)، ومراكز الضغط المرتفع في شرق المحيط الهادي، ونصف الكرة الشمالي والجنوبي، وهذا أيضًا بسبب وقوعها في منطقة الضغط المرتفع المداري، حيث يوجد هبوط مما يؤدي إلى ارتفاع الضغط.

الرياح Wind

الرياح هي الحركة الأفقية للهواء فوق وقرب سطح الأرض والناتجة بشكل رئيسي بسبب دوران الأرض حول نفسها والاختلافات الأفقية والرأسية في الضغط الجوي والحرارة .

– سرعة الرياح :

سرعة الرياح في النظام العالمي للقياس SI تحسب بالمتر في الثانية MS ولذلك :

1m/s =3.85km/h 2.24mil/h = 1.94 kt/h

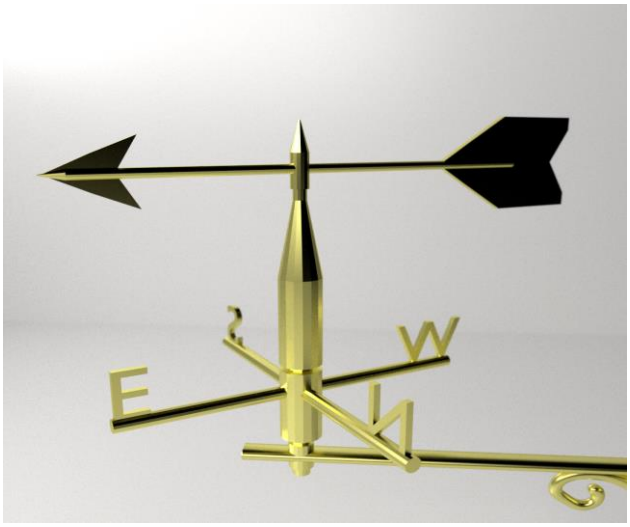
ويمكن حساب سرعة الرياح بجهاز يسمى الانمومتر Anemometer وأهم أنواعه Robinson Cup Anemometer وتركيبته بكل بساطة مروحة بأربع اطراف ينتهي كل طرف بشكل يشبه الكوب ليساعد على الدوران ومع الدوران تسجل السرعة رقميا وهو يوضح سرعة الرياح في الساعة.

وهناك مقياس وصفي مشهور وهو مقياس بيوفورت Beaufort و هذا المقياس يعطي وصف للرياح بناءاً على استجابة الأشياء للرياح وهذا كان يعطي مؤشر لتأثير تلك الرياح .
وهذا المقياس يتدرج من صفر إلى 12 أي أنه يعتبر 13 درجة من سرعات الرياح :

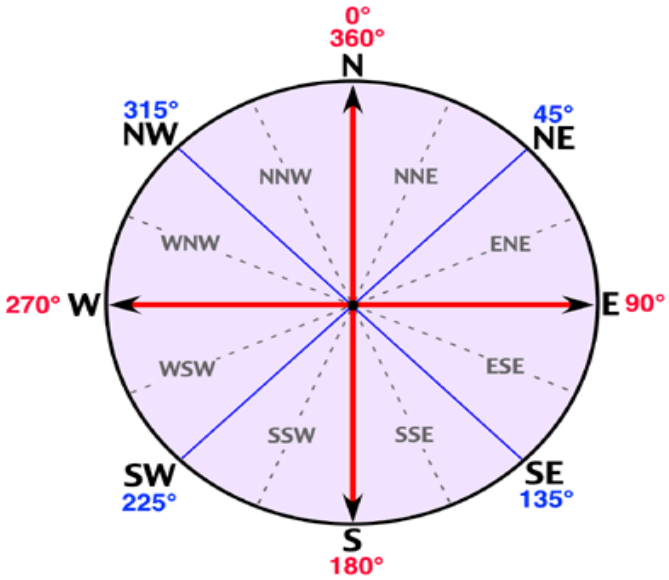
The Beaufort scale			
Beaufort Number	**Description**	**Km/h**	**Visual**
0	calm	0 - 2	smoke rises vertically
1	light air	2 - 5	smoke drifts slowly
2	slight breeze	6 - 12	leaves rustle
3	gentle breeze	13 - 20	leaves and twigs in motion
4	moderate breeze	21 - 29	small branches move
5	fresh breeze	30 - 39	small trees sway
6	strong breeze	40 - 50	large branches sway
7	moderate gale	51 - 61	whole trees in motion
8	fresh gale	62 - 74	twigs break off trees
9	strong gale	75 - 87	branches break
10	whole gale	88 - 101	trees snap and are blown down
11	storm	102 - 115	widespread damage
12	hurricane	116 - 130	extreme damage

- **اتجاه الرياح :**

توصف الرياح من حيث الاتجاه بالاتجاه التي تأتي منه. ويمكن حساب اتجاه الرياح بجهاز يسمى دوارة الرياح Wind Vane



وفي التطبيق الطقسية يعبر عن اتجاه الرياح بزوايا الدائرة حيث نجد أن الشمال صفر أو 360 والشرق 90, والجنوب 180 والغرب 270 وهكذا.

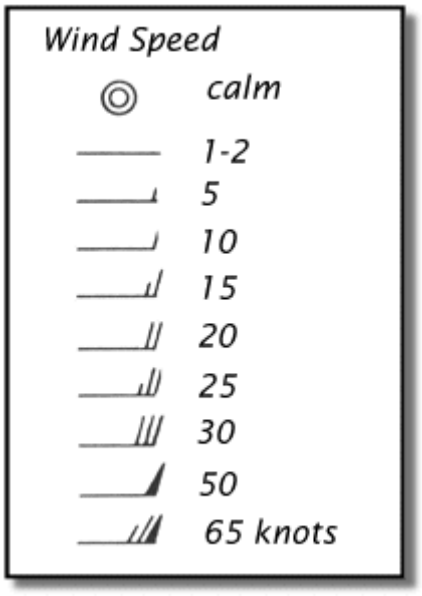


Stop

كما أن سرعة الرياح العلوية يمكن قياسها بواسطة البالونات الإرشادية The pilot Balloon

وأجهزة ريونسوند و راديوسوند Rudiosand او Rawinsond

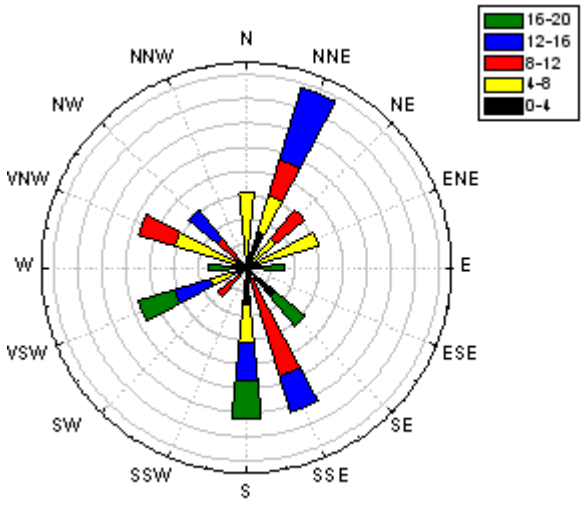
أيضاً في خرائط الطقس لمناخ يعبر عن سرعة واتجاه الرياح بأسهم الرياح حيث تكون على النحو التالي:



- الخطوط التي تصل المناطق المتساوية في سرعة رياحها تسم خطوط تساوي سرعة الرياح Isotochs

- تكرار سرعة اتجاه الرياح :

ولمعرفة الاتجاهات المختلفة للرياح والرياح السائدة في مكان ما يتم عمل ما يسمى وردة الرياح Wind Rose وفي وردة الرياح توضح الجهات الأصلية والفرعية بمستطيلات يمثل طول كل مستطيل النسبة المئوية لتكرار الرياح من ذلك الاتجاه أو يكون مجموع أطول تلك الأعمدة 100%.



كما يمكن توضيح تكرار سرعة الرياح في كل عامود وهذا يحقق فهم الجهات التي تهب منها رياح ذات سرعة عالية .

ويمكن حساب النسبة المئوية لهبوب الرياح من اتجاه معين على النحو التالي :

$$\frac{\text{عدد ساعات الهبوب من الاتجاه}}{\text{عدد ساعة السنة (8760 ساعة)}}$$

مثال :

إذا كان مجموع ساعات الهبوب للرياح الشمالية الشرقية في مدينة ما هو 2600 ساعة فالنسبة المئوية لهبوب الرياح الشمالية الشرقية في تلك المدينة هي:

$$2600/8760 \times 100 = 29.7\%$$

العوامل المؤثرة في اتجاه وسرعة الرياح

هناك عوامل عديدة تتحكم في سرعة واتجاه الرياح وهذه العوامل هي :

1 – قوة انحدار الضغط : Pressure Gradient Force

الرياح الأفقية بشكل عام تنتقل من الضغط المرتفع إلى الضغط الأقل منه . وانحدار الضغط هو الفرق في قيم الضغط الجوي بين نقاط مكانية تقع تقريباً على مستوى أفقي واحد . ولذلك يعبر عن تغير قيمة الضغط في وحدة المسافة . لذلك انحدار الضغط في اتجاه الرياح يتمثل في أن الرياح تنتقل من الضغط المرتفع إلى الضغط الأقل منه . أما أثره على سرعة الرياح فيتمثل في أنه كلما زادت قيم الانحدار زادت سرعة الرياح والعكس لذلك كلما زادت المسافة بين خطوط الضغط قلت السرعة والعكس صحيح . لذلك يمكن في خرائط الطقس المناخية تحديد الأماكن التي تتعرض لسرعات منخفضة تلك التي تتعرض لسرعات عالية . ويمكن حساب انحدار الضغط على النحو التالي :

$$Pg = \Delta P / \Delta D$$

حيث أن

Pg : انحدار الضغط (ملليبار/كم)

P : الضغط (ملليبار)

D : المسافة

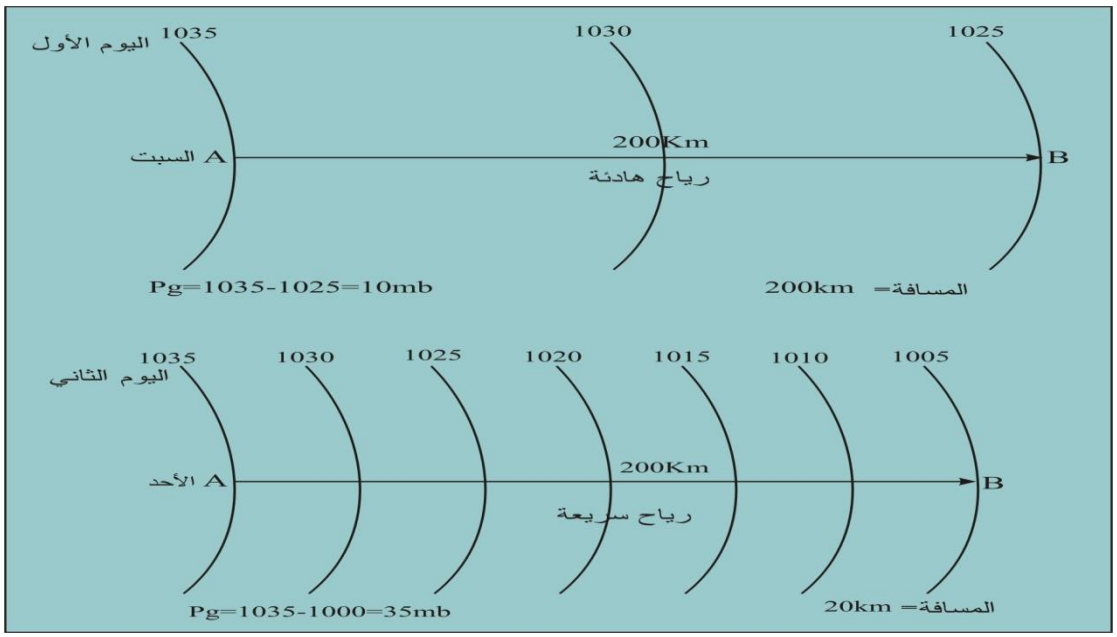
مثال : إذا كانت المسافة بين مدينة A وB هي 100كم والفرق في الضغط الجوي هو 25 ملليبار فما هو انحدار الضغط :

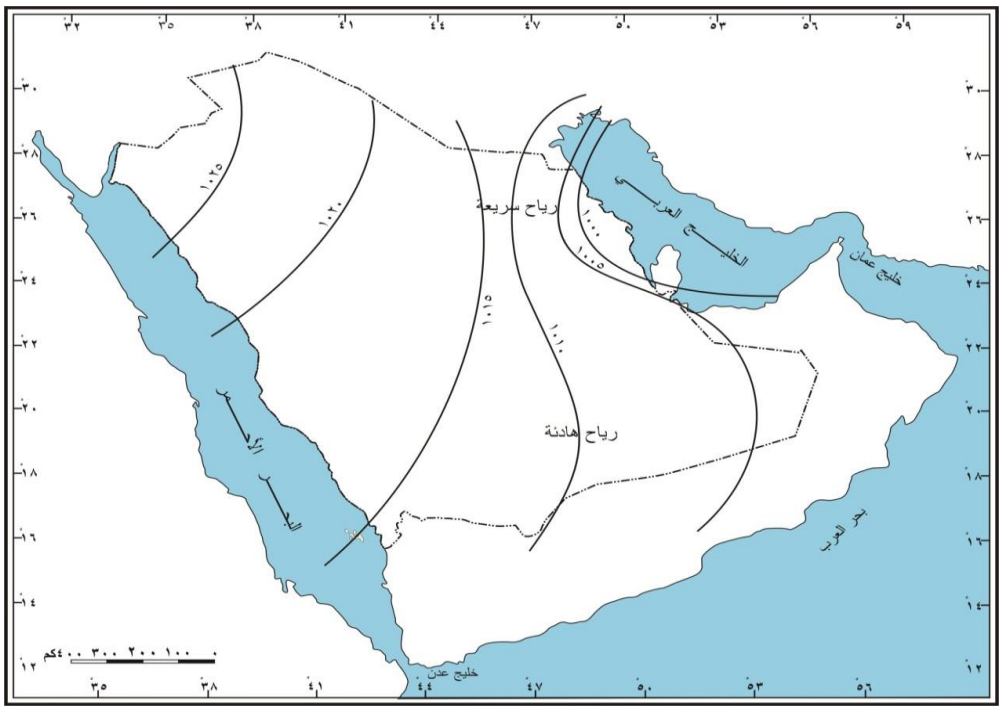
الحل: $25/100 = 0.25$ mb/km

لو افترضنا أن الفرق في الضغط 10 ملليبار فإن انحدار الضغط يكون:

$10/100 = 0.10$mb/km

وهكذا تكون الرياح أقل سرعة, وبالتالي فإن سرعة الرياح في الحالة الولى اكبر من الحالة الثانية





2 – قوة كوريلس : Coriolos Farce

وهي تسمى بقوة الانحراف Deflection Farce وتتولد نتيجة حركة الأرض حول محورها وسميت بهذا الاسم نسبة للعالم الفرنسي جاسبار كوريلس . ويمكن حساب قوة كوريلس على النحو التالي:

$Cf = 2V'\Omega Sin\Phi$

حيث أن V سرعة الرياح الأفقية

Ω' السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها وهو ثابت يساوي

$7.27x10^{-5}$ Dyn/S

Φ = درجة خط العرض .

ووحده قوة كوريلس تسارع الرياح في الثانية المربعة وهي تبلغ صفر عن خط الاستواء حيث أن Sin0 = صفر وهو خط الاستواء و عند دائرة عرض40 .64 = Sin40 عن خط أربعين وأعظمها عند Sin90 حيث تبلغ 1

مثال : عند خط عرض 30 شمالاً سرعة الرياح 10 متر في الثانية ما هي قوة كوريلس .

الحل :

$Cf=2x10\times(7.29\times10^{-5})xSin30= 20x\ 0.0000729x.5 = 0.00073cm/S^2$

وأهم خصائص قوة كوريلس هي :

1- حرف الرياح إلى بين اتجاهات نصف الكرة الشمالي ويسارة في نصف الكرة الجنوبي وذلك أن حركة دوران الأرض هي من ccw في نصف الكرة الشمالي و cw في النصف الجنوب.

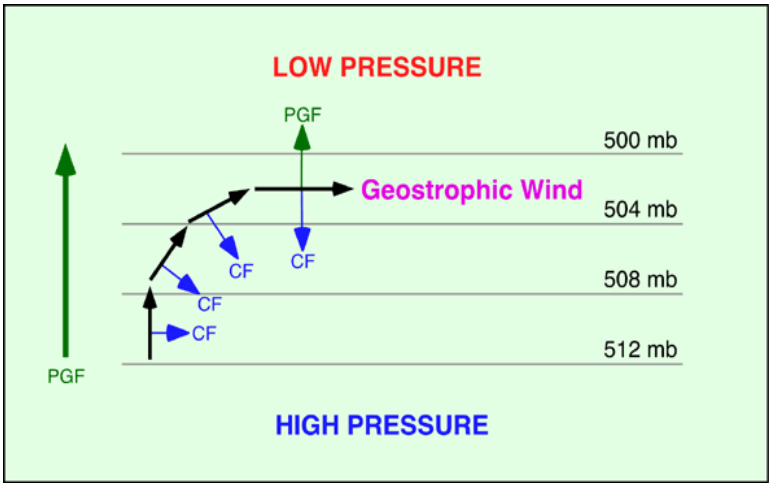
2- اتجاه قوة كوريلس دائماً عمودي على الاتجاه الأفقي للرياح .

3- تتأثر بسرعة الرياح وفقاً لعلاقة طردية إلا أن هذه العلاقة ليست تبادلية حيث تؤثر سرعة الرياح على قوة كوربلس ولكنها لا تتأثر بها .

4- تؤثر على اتجاه الرياح ولا تؤثر على سرعتها .

5- بلغ ذورتها عن القطب وتبلغ صفر عند خط الاستواء

6-تتناسب طردياً مع قوة انحدار الضغط بعلاقة تبادلية . لذلك نجد توازن دائم بين القوتين ينتج عنه ما يسمى الرياح الجيوستروفيكية و هي رياح تهب موازية لخطوط الضغط المتساوي بسبب التوازن بين هاتين القوتين و يسمى ذلك بالتوازن الجيوستروفيكي Geostrophic Balance (شكل)



3- قوة الاحتكاك: Fractional Force

ويقصد بها أثر مظاهر السطح المختلفة من تضاريس ونباتات ومسطحات مائية ومباني وغيرها على سرعة الرياح واتجاهها , ويؤدي الاحتكاك إلى خفض سرعة الرياح ويغير في اتجاهها لذلك تسمى هذه القوة أحياناً بقوة التباطيء Fractional Deceleration وهي تعمل بشكل معاكس لاتجاه الرياح. لذلك نجد وبشكل عام أن سرعة الرياح في الألف متر الأولى تساوي 3/1 سرعتها في الجو الحر. و هذا يؤثر في اتجاه الرياح حيث لا تكون الرياح جيوسروفيكية في مناطق الاحتكاك قرب السطح. والاحتكاك يحرف الرياح في حدود 15 درجة فوق المسطحات المائية وبحدد 30درجة على اليابس .

4- قوى الجذب والطرد المركزية: Centripetal & Centrifugal Farce

وقوة الجذب المركزية هي القوة التي تجذب أي جسم يتحرك في مسار منحنى نحو مركز الدوران أما قوة الطرد المركزية فهي القوة التي تقوم بطرد أي جسم يتحرك في مسار منحنى بعيداً عن مركز الدوران . والتسارع الذي يحصل للجسم الناتج عن قوة الجذب المركزية مساوي في المقدار للتسارع الناتج عن قوة الطرد ولكن يخالفه في الاتجاه .

ويمكن حساب قوة الجذب المركزية على النحو التالي:

$$Fcent = mv^2/r$$

حيث أن : m هي كتلة الجسم الخاضع للحركة الدائرية .

v تسارع الجسم.

r نصف قطر المدار الذي يتحرك حوله الجسم. ويتضح من المعادلة أن قوة الطرد المركزية تزداد كلما قلت قيمة r ووحدة قياسها هي حركة الكتلة في المتر في الثانية المربعة M/S^2

ويتضح من ذلك أن تأثير القوة المركزية غير واضح على دورة الرياح العامة ذات نصف القطر الكبير ولكنه يتضح أكثر في الانظمة الصغيرة مثل عواصف الترنادو. وقوة الجذب المركزية تبلغ ذروتها عند خط الاستواء وتبلغ صفر عند القطبية ويرجع ذلك إلى أن دوران الأرض حول محورها عند القطب صفر ويزداد عند لخط الاستواء حيث يبلغ عنده 1670 كلم / س. وقوة الجذب عادة تنشط في L والطرد في H. والتوازن بين F وP وCFمع تأثير قوة الطرد في حالة H وقوة الجذب في حالة L تجعل الرياح موازية لخطوط الضغط المتساوي إذا كان هناك عدم احتكاك .

الدورة العامة للرياح General Circulation

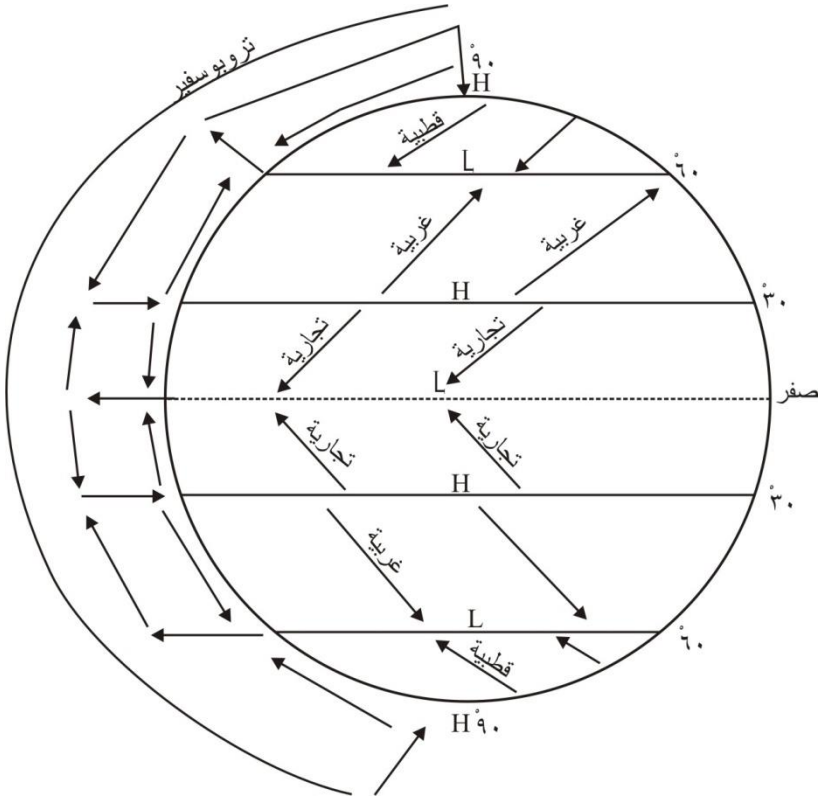
- ويقصد بذلك دورة الهواء الأفقية الرأسية على وقرب سطح الأرض في الجزء السفلي من الغلاف الجوي.
- تحدثنا سابقاً عن ارتباط انحدار الضغط الجوي بسرعة الرياح واتجاهها وأيضاً تحدثنا أن في المناطق الاستوائية يكون الاشعاع المكتسب أكثر من المفقود مما يوجد كمية كبيرة من الحرارة العالية في هذه المناطق و في المناطق الاستوائية خاصة المائية منها يكون هناك تصاعد كبير للهواء بسبب ارتفاع درجة الحرارة والتقاء الهواء القادم من المناطق المدارية. و هذا يكون منطقة ضغط منخفضة دائمة تسمى الانخفاض الاستوائي. ولأن الهواء المداري يتلقي فيها فهي تسمى Intertropical Convergence Zone ITCZ منطقة الالتقاء بين المداريه ITc2 وعند تصاعد ذلك للهواء يتعرض للبرودة خاصة في أعلى ويحدث تكاثف وتساقط أمطار استوائية خاصة بعد الظهر. وعند منطقة بين 20-30 ش ج يهبط هذا الهواء إلى أسفل للأسباب التالية:

1- عندما يصل الهواء إلى هذه الأماكن يكون قد فقد كل حرارته الكامنة وبرد وثقل وزنه.
2- عند ابتعاده عن المناطق الاستوائية تقوى Coriolis Force مما يحرف اتجاه هذه الرياح لتكون من الغرب إلى الشرق مما يسبب تكتل هذا الهواء ونزوله إلى أسفل.
3- التقائه مع هواء آخر في طبقات الجو العليا.
4-الجاذبية الارضية.

هذا الهواء النازل يكون جاف نسبياً لأنه أطلق رطوبته فوق المناطق الاستوائية وينزل هذا الهواء في المناطق التي تسمى عروض الخيل ثم عند السطح ينقسم الهواء إلى جزئيين واحد يتجه للقطب والآخر لخط الاستواء. تنحرف الرياح التجارية المتجهة للاستواء بتأثير قوة كوريلس وتكون شمالية شرقية. هذه الدورة تسمى هادلي نسبة إلى العالم المناخي هادلي .

و الرياح التي تهب من منطقة الضغط المرتفع المدري من داءرة عرض 30 إلى60 ش ج قوة كوريلس تنحرف إلى يمن اتجاها لتكون رياح جنوبية غربية وتسمى العكسية أو الغربيات.

عندما تصل هذه الرياح حوالي 60 ش وج تلتقي بالرياح القطبية و بسبب ارتفاع رطوبتها النسبة تتصاعد إلى أعلى لتكون منطقة منخفضة للضغط ويسمى كما ذكرنا Sub polar Low. وهذا الالتقاء يكون الجبهة المعروفة المسماة بالجبهة القطبية وعندما يصعد هذا الهواء إلى أعلى يجبر على التفرق نحو القطب و خط الاستواء وذلك بفعل حدود طبقية التروبوز Tropepaus. الهواء المتجه لخط الاستواء يلتقي مع الهواء الاستوائي ويتجه إلى أسفل أما الهواء المتجه للقطب فإنه يهبط بسبب شدة البرودة وتجمع الهواء وزيادة قوة كويلس. ومن المناطق القطبية تتجه الرياح السطحية الشمالية الشرقية إلى 60 ش و ج وو هكذا تكتمل الدورة.



التيارات النفاثة Jet Streams

التيار النفاث هو حزمة من الهواء المتدفق في طبقات الجو العليا على هيئة موجات علوية أفقية بشكل أفقي تقريباً وبسرعة 50 عقدة في الساعة أو أكثر (90كلم) . سماكة تلك التيارات الرأسية في حدود 1000 متر وعرضه ما بين 200 إلى 500 كم والموقع الرأسي في طبقة الجو العليا هو أعلى طبقة التروبوسفير . سبب حدوث هذه التيارات النفاثة هو وجود تدرج كبير في انحدار الضغط والحرارة في تلك الأماكن التي يكون فيها تبادل الطاقة كبير، و وجود اختلاف أفقي كبير في الضغط والحرارة في منطقة محدودة . المسافة تجعل الهواء يندفع بشكل سريع من منطقة الضغط الجوي المنخفض . ويكون اندفاع الهواء موازي لخطوط الضغط المتساوي بسبب التوازن بين قوى الانحدار وكوربلس والتي سبق ذكرها في السابق عند الحديث عن الرياح الجيوستروفيكية .

والتيارات النفاثة من حيث اتجاه الرياح تنقسم إلى قسمين:

أ – التيارات الغربيه و هي 3 شعب:

1- الشعبة القطبية وتسمى التيار النفاث القطبي Polar معدل مرتفع هذا التيار ما بين 50إلى 60 درجة شمالاً وجنوباً إلا أن هذا الموقع يتغير من فصل إلى فصل ومن يوم لآخر في كل فصل فالتيار القطبي في شتاء نصف الكرة الشمالي قد يصل إلى المناطق المدارية في بعض الأيام ما بين 25 إلى 30 درجة ش وج. أما في فصل الصيف فإنه يتزحزح شمالاً ليقتصر تأثيره على العروض العليا والقطبية. وهو يقع رأسياً في حدود 300 مليبار بين التروبويوز القطبي والعروض والوسطى في حدود 10 إلى 12 كم (شكل). معدل سرعته ما بين 150 إلى 200 كم في الساعة إلا أنه في بعض الحالات الجوية تتعدى سرعته 400كم/س.

2– الشعبة المدارية Subtropical Jet .

معدل الموقع ما بين 30 إلى 40 درجة شمالاً وجنوباً ويظهر في الشتاء ولكن يختفي في فصل الصيف لأن انحدار الضغط الحرارة في ذلك الفصل تضعف بشكل ملموس , معدل

السرعة في هذا التيار هو مابين 90 إلى 140 كم /س الموقع الرأس في حدود 200 ملليبار بين التروبويوز الاستوائي وتروبويوز العروض الوسطى اي في حدود 12-13كم (شكل).

3- التيار النفاث الاركتكى Arctic Jet

وهذا التيار يقتصر نشاطه على المناطق القطبية والعروض العليا وهو أقل التيارات أهمية ولا يؤثر على مناخ المملكة .

ب- التيارالنفاث الشرقي Easterly Jet

و هو شعبة واحدة تسمى التيار النفاث الاستوائي Equatorial Jet و اتجاه الرياح بشكل عام شرقي وسرعة الرياح فيه أقل من التيارات الغربية الرئيسة إلا أن ارتفاعه أعلى حيث يتراوح ما بين 13 إلى 16 كم مع متوسط سرعة رياح في حدود 130كم/س. ويقتصر تأثير تلك التيارات على المناطق الاستوائية في حدود 15 درجات شمالاً وجنوباً حسب الفصل وامتداد منطقة الالتقاء بين المدارية ITCZ.

أثر التيارات النفاثة على حالة الجو:

لأن حركة التيارات تدخل ضمن منظومة تبادل الطاقة بين العروض الدافئة والباردة فإن أثرها يكون واضح على حالة الجو ففي التيارات الغربية بالذات القطبية تمتد المنطقة

الباروكلينكية (منطقة تقاطع خطوط الضغط مع خطوط الحرارة المتساوية) إلى السطح , هذا ينتج عنه حركة تصعيد رأسية للهواء وينشأ عنها حالة من عدم الاستقرار الجوي, وينشأ عن ذلك حدوث للعواصف والأمطار إذا توفرت الظروف الأخرى وبالذات الرطوبة الجوية , ولكون التيار النفاث القطبي أقل ارتفاع فإن هذه الحالة تبرز فيه اكثر ويكون هناك تسامت بين التيارات النفاثة القطبية والجبهة القطبية Polar Front وهذا ينتج عن نشاط لتلك الجبهة , أما التيارات الغربية المدارية فمنطقتها الباروكلينكية لا تمتد للسطح كثيراً ولا تكون مسامته للجبهات في أغلب الأحيان لذلك تأثير تلك التيارات على حالة الطقس أقل بشكل واضح من تأثير التيارات القطبية. و التيارات الغربية هي التي تحرك السحب من الغرب للشرق.

أما التيارات الاستوائية فهي تلعب دور مهم في حدوث حالات عدم الاستقرار الجوي وحدوث الأعاصير المدارية كما أن اتجاه الرياح العلوية يلعب دور في تحريك السحب الاستوائية والأعاصير المدارية .

والتيارات النفاثة لها أثر على جوانب أخرى مثل أثرها على الملاحة الجوية والتلوث الهوائي و غيره .

منخفضات و مرتفعات القطع

وعندما تتعمق الموجات في التيار النفاث القطبي نحو الجهات الاستوائية فإنها ترجع بسببالتوازن بين (Pg+CF+Cen) يؤدي إلى انقطاع جزء منها يشكل مناطق هوائية كروية الحجم باردة وذات ضغط منخفض في طبقات الجو العليا وتسمى منخفض قطع Cut off Low وهذه تسبب انخفاض في الحرارة و احيانا اضطرابات جوية.

- أما تعمق الموجة شمالاً وانقطاعها لنفس الأسباب السابقة فإن ذلك يكون منطقة هوائية دافئة نسبيا ذات ضغط مرتفع ويسمى مرتفع قطع Cut off High وهي تسبب هواء دافئ و جو مستقر نسبياً.

- **أنواع الرياح فوق سطح الأرض :**

هناك أنواع عديدة من الرياح وسوف نتحدث عنها حسب فترات الهبوب والتغطية الجغرافية و حسب درجات الحرارة و الآلية على النحو التالي :

أ- الرياح الدائمة :

يقصد بذلك تلك الرياح التي تهب بشكل مستمر بالرغم من وجود تفاوت في قوة هذه الرياح وتغطيتها الجغرافية من فصل إلى فصل , وهذه الرياح الدائمة مرتبطة ارتباط وثيق بنطاقات الحرارة والضغط الرئيسية في العالم ويمكن تقسيمها إلى 3 أنواع هي:

1- الرياح التجارية :

هي تلك الرياح التي تهب من نطاق الضغط المرتفع المداري إلى المناطق الاستوائية وسميت بهذا الاسم لأنها كانت تساعد السفن الشراعية في الإبحار . وهذه الرياح تكون رياح شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية في النصف الجنوبي , ويتفاوت نشاط هذه الرياح من مكان إلى مكان فهي تكون نشطة عندما تهب نحو مناطق الرهو الاستوائي التي من أهمها المحيط الهندي والقسم الغربي من المحيط الهادي والمسطحات المائية حول ساحل غانا والساحل الغربي لأفريقيا الوسطى .

وقد تعبر تلك الرياح خط الاستواء و يتغير اتجاهها حسب تأثير قوة كوريليس فالرياح التجارية الجنوبية الشرقية عندما تعبر خط الاستواء تتحول إلى رياح جنوبية غربية , وعندما تلتقي تلك الرياح التجارية العابرة مع الرياح التجارية الشمالية الشرقية و تتوفر الظروف الأخرى خاصة الرطوبة تحدث موجة علوية يتولد عنها عواصف مدارية قد تتطور إلى أعاصير مدارية .

تأثير تلك الرياح التجارية على مناخ الأرض يعتمد على مصدرها فالرياح التجارية القادمة من مناطق جافة لا يتوفر فيها كمية كافية من بخار الماء لتكون السحب بينما القادمة من مسطحات مائية تكون محملة ببخار الماء وتؤدي إلى تكون السحب وتقلبه الاتجاه الشرقي على تلك الرياح تسمى الرياح الشرقية Easterly wind.

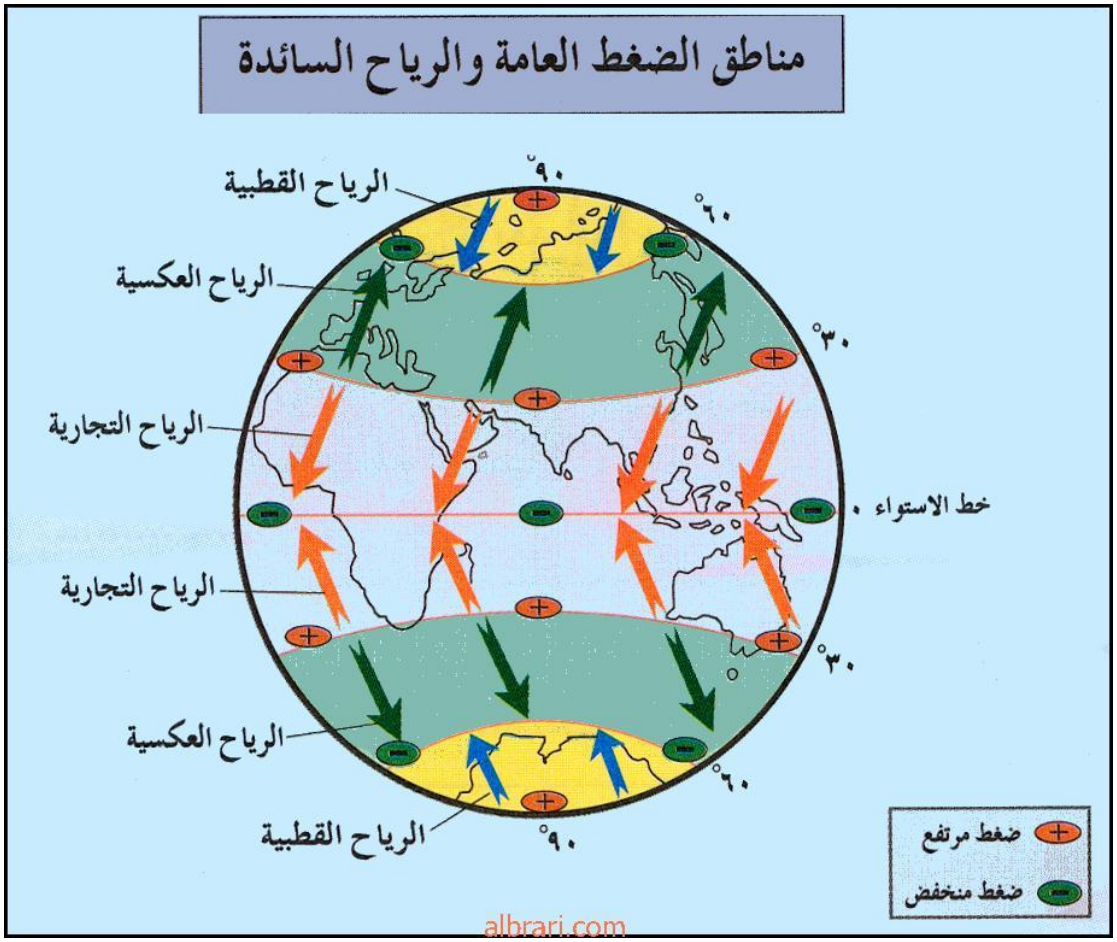
2- الرياح العكسية أو الغربية Westerlies

تهب هذه الرياح منطقة الضغط المرتفع المداري نحو منطقة الضغط المنخفض دون القطب وبسبب تأثير قوة كوربلس تكون هذه الرياح في نصف الكرة الشمالي جنوبية غربية وشمالية غربية في نصف الكرة الجنوبي , وهذه الرياح تختلف في قوتها من فصل إلى فصل وكذلك تختلف في تغطيتها الجغرافية من فصل لآخر .

في نصف الكرة الشمالي تكون معقدة بسبب تأثير التوزيع المعقد لليابس والماء , أما في نصف الكرة الجنوب فهي أكثر انتظام لغلبة المسطح المائي. وهذه الرياح الغربية تكون في كثير من الأحيان مصاحبة لمنخفضات جوية و تكون أكثر نشاطاً في فصل الشتاء وقد يمتد تأثرها للعروض المدارية في بعض أيام الشتاء. أما صيفاً فهي هادئة وتتزحزح نحو العروض العليا والقطبية مع تزحزح أنظمة الضغط الحرارة الرئيسية , وهي تمثل أهمية خاصة لأنها عندما تلتقي مع الرياح القطبية الباردة التي تختلف خصائصها عن الرياح الغربية تنشئ منطقة جبهية نشطة تسمى الجبهة القطبية Polar Front والتي تؤثر على كثير من مناطق العروض الوسطى والعليا والمدارية خاصة في فصل الشتاء.

3- الرياح القطبية Polar Wind

تهب هذه الرياح من منطقة الضغط المرتفع القطبي نحو منطقة الضغط المنخفض دون القطبي وهي رياح باردة جافة تؤثر على العروض العليا القطبية , وتتمثل أهميتها في أنها تساهمفي تكون الجبهة القطبية عندما تلتقي مع الرياح العكسية الغربية , وهي رياح شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية في نصف الكرة الجنوبي .



ب- الرياح الموسمية:

الرياح الموسمية لها مفهومين : مفهوم عام ومفهوم خاص , فالرياح الموسمية في مفهومها العام هي تلك الرياح التي تهب على منطقة ما خلال موسم معين من مواسم العام. أما الرياح الموسمية في مفهومها الخاص فهي تلك الرياح التي تهب على جنوب وجنوب شرق آسيا في فصل الصيف وتسبب أمطار غزيرة على جنوب شرق آسيا وجنوب آسيا وقد أعطيت تلك الرياح ذلك الاسم من قبل العلماء المسلمون الذين اكتشفوا تلك الرياح وسموها الرياح الموسمية Monsoon.

ولو رجعنا للمفهوم العام هناك مناطق عديدة في العالم تتعرض لرياح موسمية وبالذات الأقاليم التي تكون مناطق انتقالية بين تأثير أنظمة الضغط والحرارة الرئيسية مثل المناطق الانتقالية التي تقع بين نطاق الرياح الشرقية القطبية والغربية العكسية مثل ألاسكا وشمال

غرب كندا والبحر الأبيض الروسي, والمناطق شبه المدارية التي تقع بين نطاق الرياح العكسية والتجارية مثل كاليفورنيا وجنوب أستراليا ومنطقة البحر الأبيض المتوسط .
الرياح الموسمية ما هي إلا مظهر من مظاهر الاختلافات الحرارية الفصلية بين اليابس والماء الذي ينتج عن تيارات صاعدة على اليابس خلال فصل الصيف وعلى المسطحات المائية خلال فصل الشتاء ولأن الهواء صيفاً يكون قادم من مسطحات مائية رطبة فإنه يسقط أمطار غزيرة على المناطق لتي تهب عليها صيفاً .
وينبغي الإشارة إلى أنه في بعض المناطق الرياح الموسمية تهب مع الرياح التجارية في نفس نطاق الهبوب بل قد تأخذ نفس الاتجاه كما يحدث في جنوب وجنوب شرق آسيا حيث تكون الرياح الموسمية جنوبية غربية وكذلك الرياح التجارية جنوبية غربية (لأن التجارية الجنوبية الشرقية تنحرف يمين اتجاها عندما تعبر خط الاستواء.

وعلى كل حال سوف نركز هنا على مفهوم الرياح الموسمية كرياح تهب على جنوب وشرق آسيا لأن هذه الرياح واضحة المعالم ولها تأثير قوي على مناخ تلك المناطق منذ القدم ويطلق عليها رياح موسمية وكذلك في معظم كتب المناخ والطقس عندما يذكر هذا الاسم بدون تحديد فإنه يشير إلى تلك الرياح التي تهب على جنوب وشرق آسيا في فصل الصيف .

أ- الرياح الموسمية في شرق آسيا .The East Asia Monsoons

تكون الاختلافات الفصلية في درجة الحرارة الكبيرة بين اليابس والماء في ذلك الاقليم لذلك تنتقل الرياح الرطبة الدافئة من الماء لليابس صيفاً والرياح الباردة الجافة للماء من اليابس شتاءاً والاتجاه العم لهذه الرياح صيفاً هو الاتجاه الشرقي والجنوبي الشرقي والجنوبي لأن موقع اليابس شمال غرب المحيط الهادي وبحر الصين حيث تتجه الرياح من المحيط الهادي وبحر الصين إلى اليابس الآسيوي المجاور. أما شتاءاً فتكون هذه الرياح شمالية إلى شمالية غربية وغربية و تتجه الرياح من وسط آسيا إلى اليابس المجاور والمسطحات المائية المجاورة. وتسبب الرياح الموسمية الصيفية على شرق آسيا هطول أمطار غزيرة فوق شرق

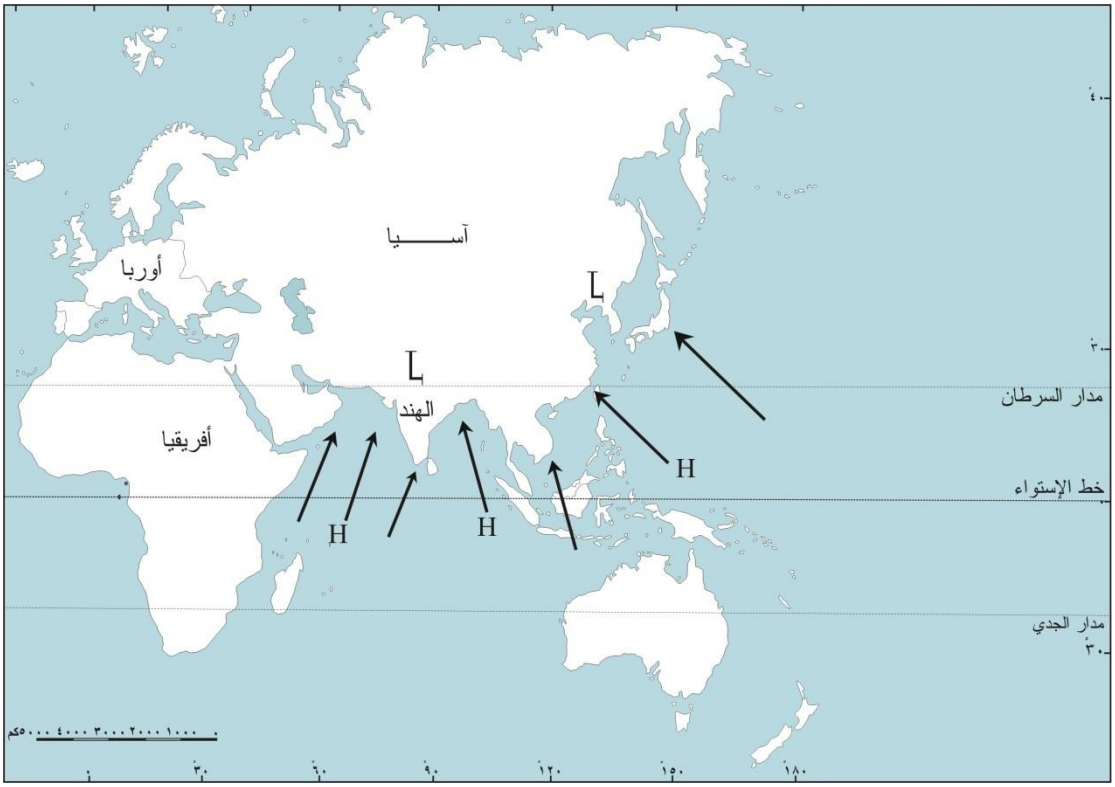
الصين وجزر اليابان ولكوريا , أما الرياح الموسمية الشتوية التي تهب على شرق آسيا فهي قارية نشأت بسبب تكون مناطق ضغط مرتفع ضخم في وسط آسيا لذلك تؤثر على شرق آسيا على هيئة كتل هوائية باردة جافة لا تسقط أمطار إلا عندما تعبر مسطحات مائية مثل الرياح التي تهب على السواحل الغربية لجزر اليابان بعد أن تعبر الرياح بحر اليابان وترتفع نسبة الرطوبة.

ب- الرياح الموسمية جنوب آسيا South Asia Masson

يقصد بشكل رئيسي جنوب آسيا هنا هو شبه القارة الهندية . هذا النطاق أودفء من النطاق السابق لذكره ويفصل بين النطاقين جبال الهملايا وهضبة التبت, ولكن سبب نشوء هذه الرياح الموسمية على هذا الاقيم وهو ايضا الاختلافات الفصلية بين درجة حرارة اليابس والماء. والرياح الموسمية على جنوب آسيا تهب بشكل رئيسي إلى منطقة الضغط المنخفض على شبه القارة الهندية وباكستان.

والرياح الموسمية الصيفية الجنوبية الغربية في هذا الإقليم أعظم وأشد سرعة من الرياح الموسمية الشتويه وهي حارة وشديدة الرطوبة وعندما تصل لليابس وخاصة الجهات المرتفعة منه فإن ذلك يسبب هطول أمطار موسمية غزيرة .

\



ج– الرياح المحلية :

هي رياح ذات تأثير محلي تهب فوق مناطق محدودة المساحة نسبياً خلال أوقات زمنية قصيرة ولها أسماء محلية عديدة وتنشأ لظروف مناخية وجغرافية عديدة. بعض هذه الرياح تكون دافئة وبعضها بارد وبعضها تكون رطبة والأخرى تكون جافة ..... الخ.

وأسباب نشوء هذه الرياح عديدة منها :

1– الرياح المحلية التي تنشأ بفعل التباين في السطح .

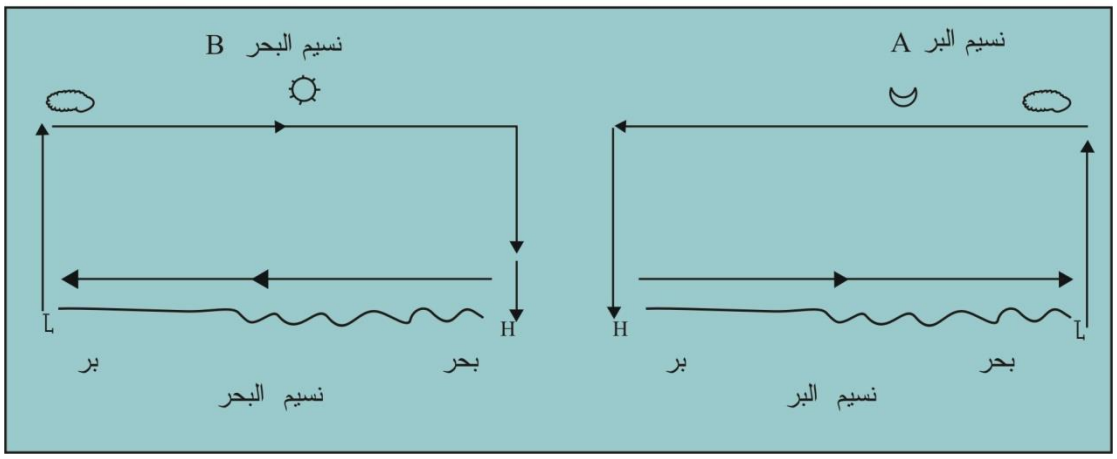
أ – نسيم البر ونسيم البحر Land and Sea breeze

هذا ينتج عن الاختلافات الحرارية اليومية بين اليابس والمسطحات المائية المجاورة له . لذلك تسمى رياح موسمية يومية . Diurnal Monsoons وهي ناتجة عن أن الضغط في النهار فوق المسطحات اليابسة اعظم من الضغط على البحار المجاورة لأنها اعلى درجة حرارة. ويبدء نسيم البحر فيما بين 10–11 صباحاً ويبلغ ذروته بين الساعة الواحدة والثانية ظهراً وهو يتعمق أفقيا حوالي 15 إلى50 كم في العروض المعتدلة ولكنه يتعمق إلى أكثر من 65 كم في المناطق المدارية . أما بالنسبة لسرعة رياح نسيم

البحر فهي لا تزيد عن 3 درجات بمقياس Beaufort في العروض المعتدلة أما عند السواحل المدارية فقد تزيد السرعة عن 30 كم/س لذلك تكون درجة الحرارة في السواحل المدارية حوالي10 درجات مئوية أقل من المناطق الداخلية ولكن ترتفع نسبة الرطوبة ويسود المناخ البحري Maritime Climate .

أما نسيم البر فيحدث اخر الليل عندما يبرد اليابس بسرعة و يصبح نسبيا ابرد من المسطح البحري المجاور و يكون الضغط عليه اعلى فتهب الرياح منه إلى البحر بفعل فارق الضغط. و لا يتعمق نسيم البر كثيرا في البحر (20-30 كم)

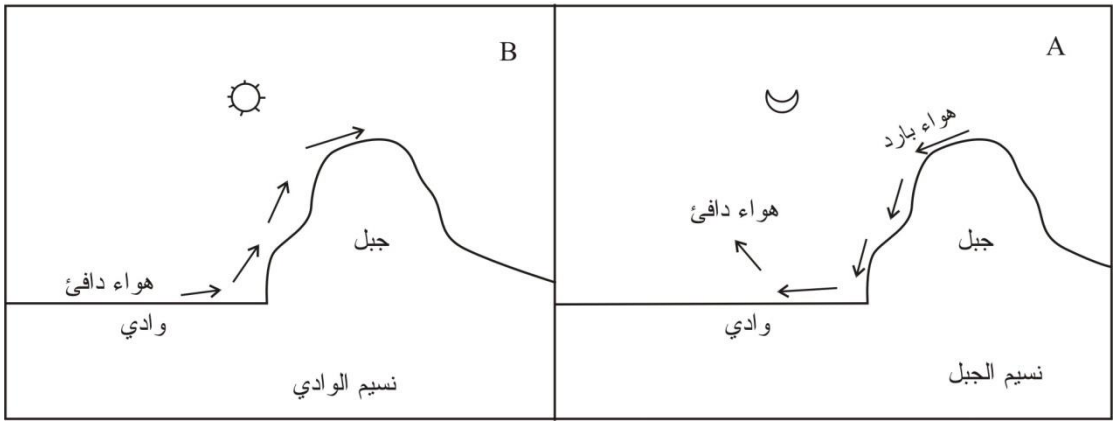
شكل رقم (٥,١٤): نسيم البر A ونسيم البحر B



ب- نسيم الجبل ونسيم الوادي Mountain and Valley Breeze

تختلف الحرارة فوق المناطق الجبلية العالية عنها في المناطق المنخفضة والأودية المجاورة وارتفاع الحرارة في الوادي بسبب صعود الهواء إلى أعلى القمم الجبلية وهذه الهواء الدافئ يسمى نسيم الوادي و الذي قد يسبب سحب ركاميه. أما ليلاً فتخف عملية التصعيد وأيضاً يكون الهواء على قمم الجبال بارد لذلك ترتفع كثافته ويزداد وزنه ثم ينزلق إلى أسفل نحو قاع الأودية ليحل محل الهواء الدافئ ويدفعه إلى أعلى. وتعرف هذه العملية باسم نسيم الجبل وهذا الهواء يسبب الصقيع في بطون الأودية ويضر بالزراعة خاصة في العروض العليا .

شكل رقم (٥,١٥): نسيم الجبل A ونسيم الوادي B



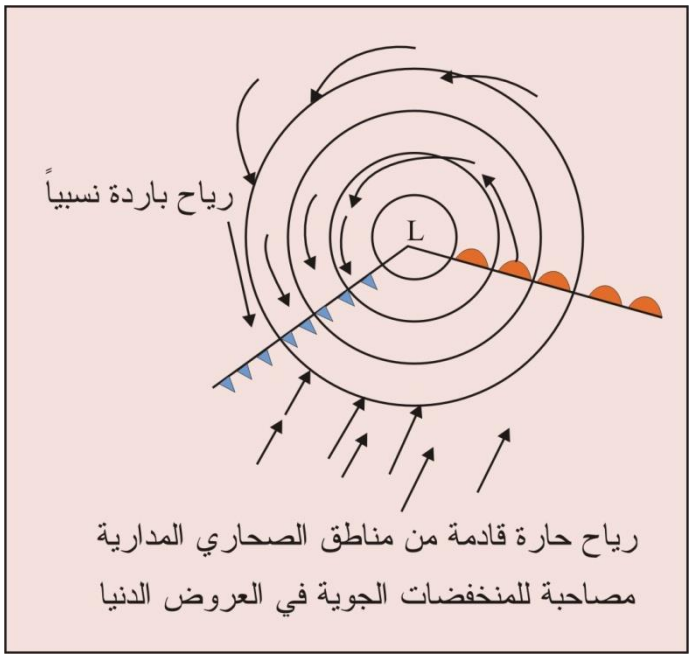
2- الرياح المحلية الحارة التي تهب نحو مقدمات الانخفاضات الجوية الحركية:

هذه المجموعة من الرياح المحلية الحارة تنتج عند مرور الانخفاضات الجوية حيث تنساب الرياح الحارة القدمة من مناطق في الغالب صحراوية حارة صوب الجبهة الباردة أو مقدمة المنخفض الجوي ومن بين هذه الرياح.

1- الخماسين:

هي رياح محلية جنوبية حارة مترية تهب من الصحراء الغربية وتتجه شمالاً نحو الجزء الشمالي من مصر حيث تنساب هذه الرياح نحو مراكز ومقدمات الضغط الجوي المنخفض الذي يعبر شمال مصر من الغرب للشرق خلال فصل الربيع. وقد يمتد تأثير هذه الرياح إلى الدول القريبة للبحر المتوسط مثل لبنان وقبرص وشرق أوروبا وهي تهب لحوالي خمسين يوم في فترة بين فبراير اخر February إلى اول May وكل عاصفة تهب لفترة يومين إلى أربعة أيام وهي تسبب إرتفاع لدرجة الحرارة وإنتشار الغبار الدقيق وهبوط مدى الرؤية. تتراوح سرعتها ما بين 50 إلى 80كم/س باتجاه متفاوت ما بين جنوب شرقي إلى جنوبي و وجنوب غربي حسب موقع المنخفض الجوي، وسرعة الرياح تعتمد على مدى عمق المنخفض الجوي المصاحب.

وتختلف حالة الطقس قبل وأثناء وبعد حدوث الرياح, فأثناء الهبوب ترتفع درجة الحرارة وتنخفض درجة الرطوبة وتزداد المواد العالقة أما بعد هذه الرياح فيهب هواء بارد نسبياً قادم من البحر المتوسط وقد يصاحب ذلك زخات من الأمطار .



2- السموم :

تحدث خلال الربيع عندما تمر المنخفضات الجوية صوب شرق البحر المتوسط متجهة شرقاً وجنوب شرق وهي رياح حارة متربة ولكنها أقل من الخماسين شدة لضحولة المنخفضات الجوية المصاحبة. وتهب هذه الرياح المحلية نحو المقدمة الدفيئة للانخفاضات الجوية وتأتي من صحاري شبه الجزيرة العربية وتؤثر في النصف الشمالي من الجزيرة العربية وفلسطين وسوريا والأردن وينجم عنها ارتفاع درجة الحرارة وانتشار الأتربة وتتعذر الروية وعند نهاية فصل الربيع قد تصل رياح السموم إلى سواحل شرق البحر المتوسط وتؤثر بشكل أوضح على منطقة وسط الجزيرة العربية وتكون محملة بالأتربة القادمة من الربع الخالي .

3- القبلي :

تشبه الخماسين وتهب من الصحراء الكبرى على السواحل الشمالية للجمهورية الليبية تبعاً لمرور المنخفضات الجوية من الغرب إلى الشرق خلال فصل الربيع.

4- السيروكو Sirocco

تحدث هذه الرياح عند مرور منخفض جوي غرب حوض البحر المتوسط فتهب الرياح الحارة الجافة من وسط الصحراء الكبرى فتتجه نحو المقدمة الدفيئة للمنخفض الجوي

وهي شديدة الحرارة ومحملة بالأتربة وتؤثر على السواحل الشمالية الغربية لأفريقيا (تونس, المغرب, الجزائر) وقد يصل تأثيرها إلى جنوب فرنسا وأسبانيا ولكنها في هذه المناطق تؤدي إلى حدوث الضباب بعد مرورها فوق البحر المتوسط فيتكون جو حار ورطب مغبر Muggy وتنتشر الأتربة والغبار ويؤثر ذلك على المحاصيل خاصة العنب في فرنسا وأسبانيا.

5- الهرمتان Harmatan

وهي رياح محلية متربة تتكون عند التقاء الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الرياح التجارية الجنوبية الغربية على طول ساحل غانا في فصل الشتاء والربيع فتتجه هذه الرياح نحو مقدمات الانخفاضات الجوية من الصحراء الكبرى إلى سواحل غانا .

6- رياح البركفيلدرز

وهي تحدث في قارة استراليا عند مرور الانخفاضات الجوية في جنوب شرق استراليا فتهب الرياح المتربة من صحراء غرب استراليا إلى المقدمات الدافئة من المنخفض الجوي وهي رياح تؤدي إلى ارتفاع الحرارة وزيادة الغبار وحدوث عواصف ترابية Dust Storms

3- الرياح المحلية الجبلية الحارة ذاتياً

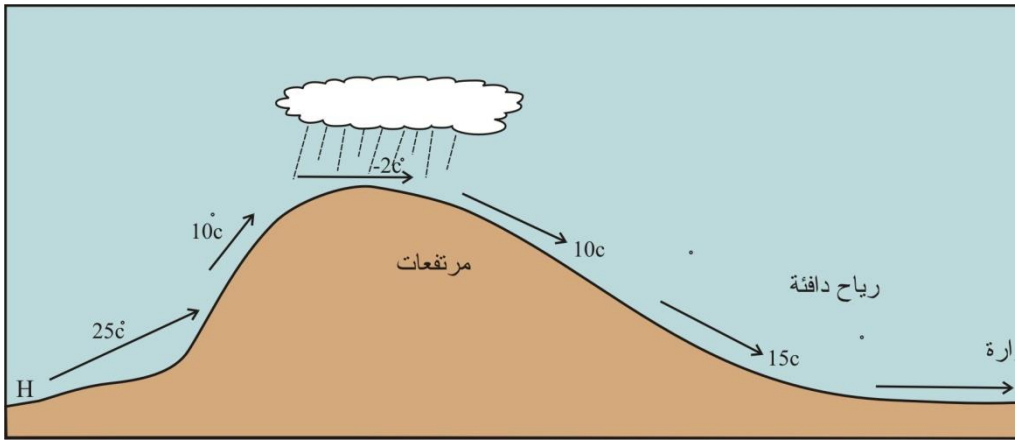
هذه الرياح بشكل عام دافئة إلا أنها تكتسب حرارتها ذاتياً نتيجة لهبوطها للمنحدرات الجبلية المضاده لاتجاهها ومن أنواع هذه الرياح:

أ- الفهن Foehn

وهي تصاحب مرور المنخفضات الجوية في وسط أوروبا من الغرب للشرق في نفس الوقت الذي تكون فيه مراكز ضغط مرتفع (أجواء أعاصير) في شمال إيطاليا لذلك تهب هذه الرياح من شمال إيطاليا وتصعد جبال الألب وتسقط أمطار على المرتفعات فيؤدي ذلك إلى جفافها. وعندما تهبط السفوح الجبلية المضادة لاتجاهها ترتفع درجة حرارتها بسبب نتيجة للاختلافات الأفقية في الضغط الجوي بين نظامي ضغط منخفض ومرتفع ويفصل

بينهما مرتفعات. ففي العروض الوسطى من نصف الكرة الشمالي مثلاً تعبر منخفضات حركية تجذب الرياح من الجنوب الدافئ الذي عادة يقع تحت تأثير مرتفع جوي، ويكون بين الضغطين سلسلة جبلية، وعندما تعبر الرياح الجبال متجهة إلى المنخفض الجوي العابر فإنها تصعد إلى أعلى الجبال ويتكاثف ما فيها من بخار ماء فتسقط الأمطار أو الثلوج على تلك الجبال، وتستمر في رحلتها نحو المنخفض الجوي. وعندما تهبط الجبال تتعرض لتحمئة ذاتية بسبب انضغاطها واحتكاكها بالمنحدرات فتصل للمناطق السهلية دافئة؛ فيؤدي ذلك إلى تدفئة المنطقة، وقد يؤدي إلى إذابة ما فيها من ثلوج. ومن أمثلة هذه الرياح:

أثناء الهبوط.



هذا جميعاً يزيد درجة الحرارة للرياح إلى أكثر من 12م°. ولأنها رياح دفئه جافة فهي ترفع درجة الحرارة وتساعد على سرعة نضج الثمار وهي تهب لمدة تقارب 40يوم فما بين فصل الخريف وفصل الشتاء وهي أيضاً تساعد على ذوبان الثلوج.

ب- الشنوك Chinook

وهي تهب على ولايات السهول الوسطى الأمريكية شرق جبال الهوكي خاصة ولاية وايومي ومونتانا ودكتونا الجنوبية ونبراسكا, فعندما تمر المنخفضات الجوية وسط الولايات المتحدة تنساب نحوها رياح محلية دفيئة بفعل المرتفع الجوي الواقع على جنوب غرب الولايات المتحدة. وعندما يعبر المنخفض الجوي إلى شرق الولايات المتحدة تصعد هذه الرياح جبال الهوكي وتسقط أمطار على الجبال ولكن عند هبوطها تدفئ لنفس الأسباب المذكورة في الفوهة وتؤدي هذه الرياح إلى إزدياد درجة الحرارة وذوبان الثلوج وكلمة شنوك Chinook هي كلمة هندية معناها أكلة الثلوج.

ج- سانتا أنا Santa Ana

تتجه هذه الرياح من صحاري أريزونا وكلورادو إلى المنخفضات الجوية المارة على طول الساحل الغربي لولاية كاليفورنيا في فصل الشتاء والربيع بسبب التدفئة الذاتية Adiabatic Heating لأنها تأتي من مصدر صحراوي تكون هذه الرياح حارة ومتربة تسبب خسائر للمحاصيل في كاليفورنيا.

4- الرياح المحلية الباردة التي تهب نحو مؤخرة المنخفضات الجوية

وهي رياح باردة مصدرها قطبي ومن أقسامها:

أ- المسترال Mistral

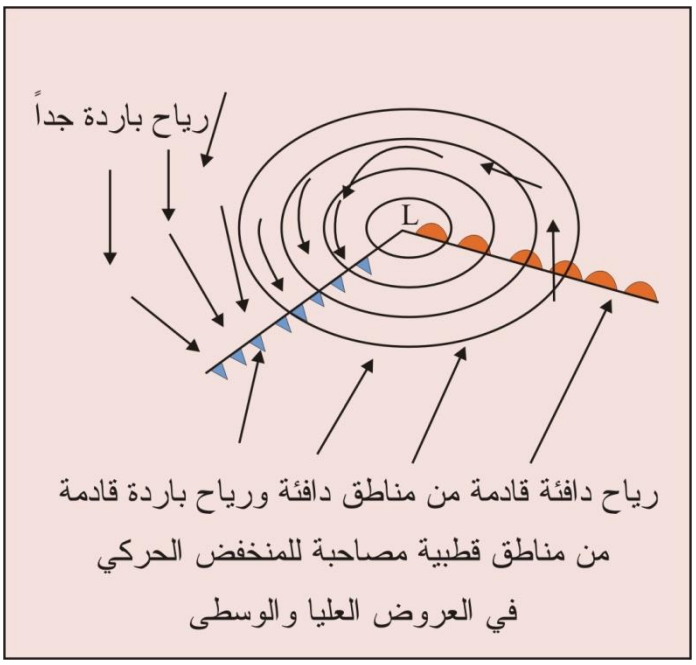
وهي تهب على المناطق المنخفضة في وسط فرنسا في الشتاء والربيع وهي باردة وتسبب عواصف في بحر الشمال وسبب هبوبها هو عبور منخفضات جوية عميقة تعبر وسط أوروبا وهي شمالية غربية.

ب-البوراء Bora

وهي رياح شمالية شرقية باردة تهب على شرق ايطاليا قادمة نحو مؤخرة المنخفض الذي يتمركز في وسط فرنسا ويعبر شرقاً .

ج- النورثرن Northern

تهب على وسط وجنوب الولايات المتحدة الأمريكية وهي رياح باردة شمالية غربية قوية تتجه نحو مؤخرة المنخفضات العابرة للولايات المتحدة شتاءاً وربيعاً .



حركة الهواء الرأسية:

هناك عوامل عديدة تلعب دور في الاختلافات الرأسية في الضغط الجوي ومن هذه العوامل:

1- التيارات الهوائية الصاعدة Convection Current

2- التجمع العلوي والسفلي Upper and Lower Convergence

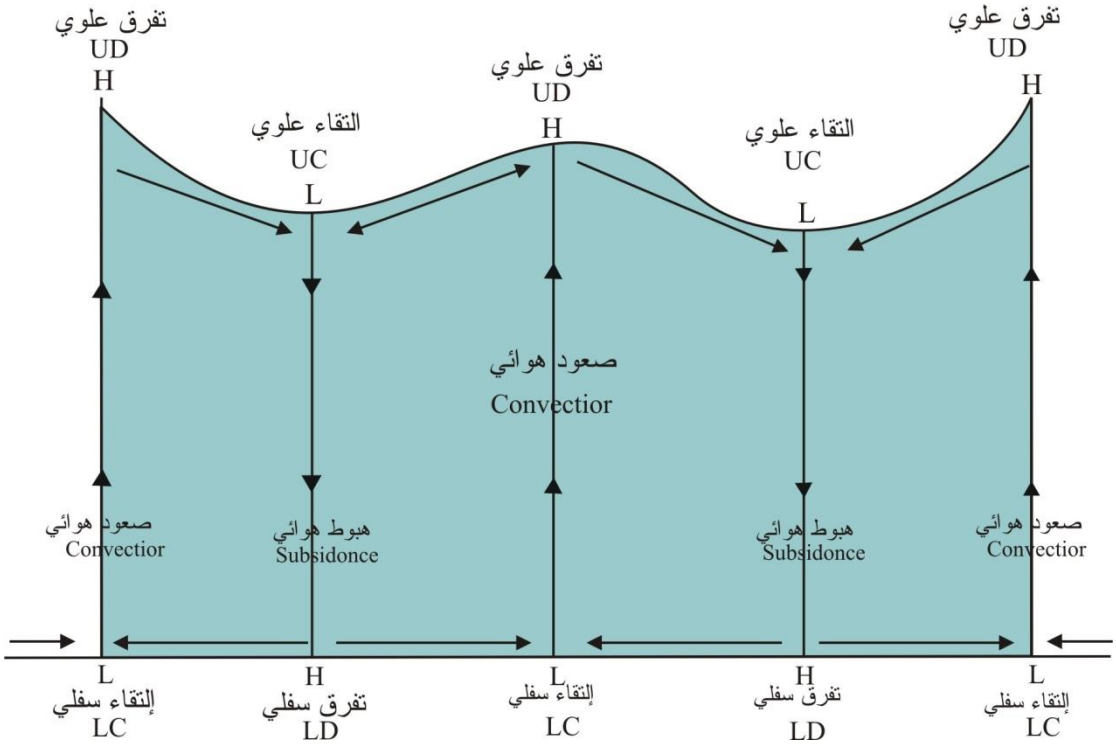
3- التفرق العلوي والسفلي Upper and Lower Divergence

4- هبوط الهواء Air Subsidence

5- الجاذبية Gravity

6- طبقة التروبويوز Tropopause layer

وهذه العوامل تعمل متظاهرة ومتأثرة بعوامل أخرى أهمها الاختلافات الأفقية والرأسية في درجة الحرارة ويمكن إيجاز عملها على النحو التالي:



وبناءاً على الشرح السابق يمكن أن نعرف الأتي:

1- التصاعد: هو تيارات هوائية تصعد إلى أعلى بسبب التباي الرأسي القوي في درجة الحرارة مع عدم وجود هبوط هوائي. ويساعد على ذلك وجود التقاء هوائي سفلي ووجود LC .

2- التجمع: هو التقاء الهواء في منطقة ذات ضغط منخفض مقارنة بالمناطق المحيطة أفقيا وكلما زاد الفرق في الضغط بين ذلك المكان والأماكن المحيطة زاد التجمع وهو يكون تجمع علوي وسفلي.

3- تفرق الهواء: هو ابتعاد الهواء من مركز الضغط H إلى مناطق مجاورة أفقياً أقل منها ضغط جوي. وكلما زاد الفرق في الضغط زاد التفرق وهو يكون تفرق سفلي وعلوي.

وكل من التجمع والتفرق ينطبق على الهواء الأفقي (الرياح) ويلعب سطح الأرض وطبقة التروبويوز دور في التفرق.

4- هبوط الهواء: هو عملية هبوط الهواء من أعلى إلى أسفل بسبب الجاذبية الأرضية ووجود التقاء هوائي علوي وحجز طبقة التروبويوز. وهذا الهبوط يولد ضغط مرتفع سطحي.

الكتل الهوائية Air Masses

هي حجم كبير من الهواء الذي يمتاز بتجانس خصائص الطبيعة على طول قطاعه الأفقي الذي قد يزيد على 1500كم ونسبياً في قطاعه الرأسي الذي يبلغ بضعة كيلومترات. والمقصود هنا بخصائص الطبيعة هي RH,P,T وكثافة الهواء.

وهناك شروط لتوفير الكتلة وهي :

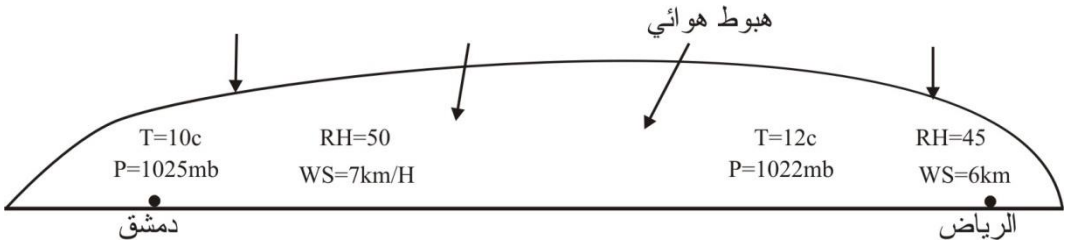
أ- وجود أقليم منشأ Source Region تتجمع فيه الكتلة الهوائية وعادة يكون أقليم المنشي متشابه حالات الطقس لفترة زمنية طويلة (أسابيع) ويجب أن يكون متجانس السطح كأن يكون يابس متسع قليل التضاريس أو مسطحات مائية واسعة.

ب- توفر هبوط Subsidence في منطقة النشئه في طبقات الجو العليا.

ج- أن لا تتعرض منطقة النشئة لعمليات صعود قوية والتي تؤدي إلى عدم استقرار وتلاشي الكتلة. وعملية تجانس الكتلة تتم بعمليات داخل الكتلة هي:

- الإشعاع الأرضي Earth Radiator
- حركة الهواء الدوامة داخل الكتلة (خفيف) Turbulence
- التصاعد العلوي الخفيف Vertical Convection
- حركة التأفق الهوائي الخفيف داخل الكتلة Horizontal Advection

وهذه العمليات يجب أن تحدث في حدود الكتلة وبشكل خفيف.



إستقرار الكتل الهوائية وعدم استقرارها

Stability and Instability of Air Masses

إن عملية التساقط Precipitation ترتبط بعمليات التبريد الذاتي الجاف والرطب Wet & dry Adiabatic Cooling فإذا استقرت كتلة هوائية وظلت في مكانها ولم تتعرض لاختلافات حرارية وتصاعد سميت كتلة مستقرة Sable Air Mass. ولكن إذا تعرض أسفل الكتلة لهواء ساخن ورطب فقد يؤدي ذلك إلى نشوء اضطرابات هوائية وتصعيد هوائي داخل نطاقها فتسمى كتلة هوائية غير مستقرة Instable Air Mass .

وهذا ينتج بسبب عدة عوامل أهمها (عوامل الاستقرار للكتلة):

أ- عظم برودة سطح الأرض الملامس بسبب الإشعاع الأرضي.

ب-تتحرك الكتل الهوائية الدفيئة إلى مناطق باردة مثل : اقتراب الكتل الهوائية من سطح يابس والذي يكون أبرد من المسطحات المائية خلال فصل الشتاء .

ج-تعرض الكتل الهوائية لعمليات هبوط الهواء من أعلى إلى أسفل Air Subsidence .

- أما عملية عدم الاستقرار فتحدث بشكل رئيسي بسبب ارتفاع درجة حرارة الهواء في القسم السفلي منها والذي تؤدي إلى تصاعد الهواء وحدوث الاضطرابات الهوائية وحدوث عملية التكاثف في الجزء العلوي منها وكلها عوامل تؤدي إلى تحرك الكتلة الهوائية وتنشئتها.

تصنيف الكتل الهوائية ومجموعاتها المختلفة

Air Masses Classification

يعد التقسيم الأمريكي الأكثر شيوعاً وهو يعتمد على أساس اختلاف مناطق نشئة الكتل الهوائية لذلك فقسم الكتل الهوائية إلى أربع مجموعات تعطي حرف كبير هي:

10.3. نواع الكتل الهوائية Air Masses Type:

تصنف الكتل إلى أصناف في منطقة نشأتها قبل أن تبدأ بالحركة، ولكن عند تحركها، تأخذ رموزًا أخرى، وبالنسبة لأصنافها بحسب النشوء، فهي تعتمد على خط العرض ثم هل هي قارية أو بحرية فقبل أن تتحرك تكون. و الكتل في تصنيفها المبدئي هي:

استوائية	E	Equatorial
مدارية	T	Tropical
قطبية	P	Polar
قطبية باردة جدًا	A	Arctic

تم تصنيف هذه الكتل إلى تصيف ثانوي على أساس موقع نشأتها بالنسبة للمسطحات المائية واليابس فتكون الكتلة تأخذ أحد الرمزين وتعطي حرف صغير:

أ- كتلة قارية Continental (C)

ب- كتلة بحرية Maritime (M)

وعند تحرك الكتل الهوائية من مصدر النشئة إلى أماكن أخرى تصنف الكتل حسب درجة الحرارة إلى قسمين :

أ - كتلة هوائية دفيئة worm (w)

ب-كتلة هوائية باردة Cold (K)

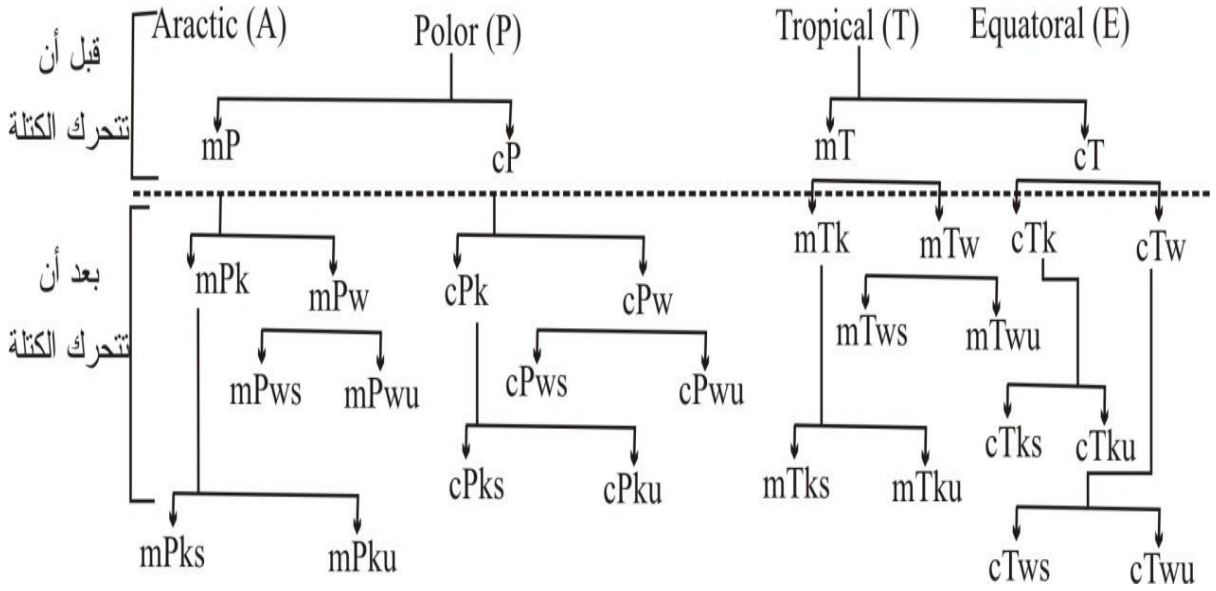
وأحياناً تضاف إليها وقد يوضح هل هي مستقرة أم غير مستقرة.

مستقرة Stable (s)

غير مستقرة Unstable (u)

ولا يتأثر مكان ما على سطح الأرض بجميع هذه الكتل الهوائية .

وبناءاً على التقسيم السابق تنقسم الكتل الهوائية الواحدة إلى ثمان كتل هوائية مختلفة تبعاً لتنوع خصائصها الطبيعية ولكن الكتل الهوائية القطبية شديدة البرودة Arctic (A)والاستوائية Equatorial (E) لا تخضع لكل هذه التقسيمات لذلك تكون الكتل القطبية P والمدارية T أكثر الكتل تنوع



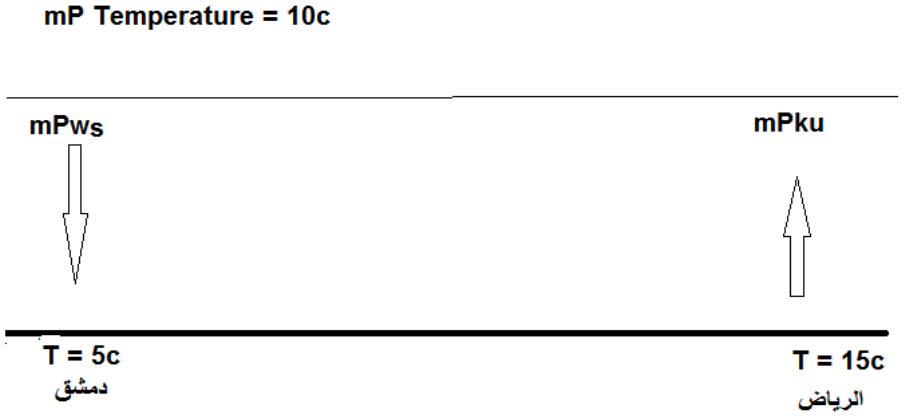
تعديل الخصائص العامة للكتل الهوائية
Air Masses Modification

عندما تنتقل الكتلة من منطقة لتنشئة إلى منطقة أخرى تختلف خصائصها الطبيعية (خاصة T&RH) عن هواء هذه الكتلة تتحور وتشكل الكتلة الهوائية تحت هذه الظروف والعوامل الجديدة كما أن هواء الكتلة نفسه تؤثر في الخصائص العامة للهواء الملامس لسطح المنطقة التي انتقلت إليها والتغير في هذه الكتلة يجعلها غير مستقرة بل قد يؤدي إلى تلاشيها.

إن تشكيل الخصائص العامة للكتلة الهوائية يتوقف على إختلاف درجات الحرارة في الكتلة وحرارة الهواء الملامس لسطح المنطقة التي اتجهت إليها الكتلة لذلك تبرز أهمية الرمزين W و K .

لذلك عندما تتحرك mP إلى منطقة أدفئ نسبياً فأنها تصبح mPk لأنها أبرد من الهواء الملامس لسطح تلك المنطقة ولكن عندما تسخن هذه الكتلة من أسفل لارتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح في المنطقة الجديدة تقل درجة الاستقرار في هذه الكتلة مما يتغير الخصائص العامة للكتلة ويتشكل خصائص جديدة مكتسبة.

ولكن إذا تحركت كتلة هوائية مدارية ةmT إلى منطقة باردة فيضاف إليها الرمز w فتكون mTw لأنها أدفئ من السطح ويؤدي ذلك إستقرار لعدم وجود تصاعد في الهواء وبشكل عام k يدل على عدم إستقرار و w يدل على إستقرار.



بالإضافة إلى هذه التغيرات الناتجة عن الاختلافات في درجة الحرارة في الكتلة والسطح الملامس فأن وجود أعاصير وأخداد الأعاصير (Cyclone and Anticyclone)

ووجود جبال عالية قد يؤدي إلى إستقرار أو عدم إستقرار ناتج عن هذا التأثير الدينمكي والميكانيكي (دينمكي في حالة الإعصار و ميكانيكي في حالة الجبال) وهذا غير مرتبط بدرجة حرارة الكتلة والسطح الملامس.

تقابل الكتل الهوائية وتكوين الجبهات
Air Masses Convergence & Fronts Formation

عندما تتقابل كتلتان هوائيتان مختلفتان في خصائصهما الطبيعة فأنهما لا يمتزجان بسهولة بل يصعد الهواء الدافئ إلى أعلى والبارد ينزلق إلى أسفل ومن ثم تتكون الجبهة. والجبهة Front هي الحد الفاصل الذي يفصل بين كتلتين هوائيتين مختلفتان في خصائصها الطبيعة Boundary Surface وهي تتميز بالآتي:

1- إنحدار واضح وتقاطع في خطوط الضغط والحرارة المتساوية.

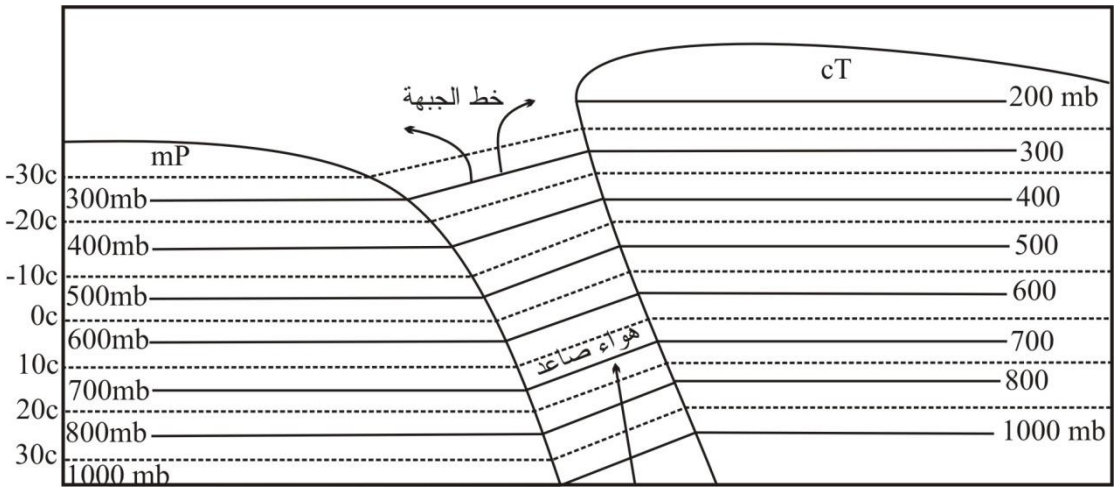
2- ضيقة النطاق مقارنة بالكتلة فهي ما بين عشرات الكيلو الأمتار إلى بضع مئات من الأمتار الكيلومترات.

3- يحدث فيها تغير واضح وسريع في الحرارة والضغط.

4- يصعد فيها الهواء الدافئ ويهبط الهواء البارد.

5- يحدث فيها اضطرابات جوية لذلك تسمى Frontogeneses خاصة إذا توفرت الرطوبة.

6-هناك التقاء للهواء سفلى وتفرق علوي.



أهم مناطق نشوء الجبهات في نصف الكرة الشمالي شتاءاً هي:

أ- فوق المحيط الأطلسي الشمالي في إقليم الضغط الأيسلندي المنخفض وأخري فرعية تؤثر علينا هي منطقة البحر الأبيض المتوسط .

ب- فوق المحيط الهادي الشمالي حول المنخفض الألوشي. أما صيفاً فتكون الجبهات في نصف الكرة الشمالي ضعيفة ومركزة شمال المناطق السالفة للذكر .

- ومنطقة الجبهات الهوائية يحدث فيها اعاصير جوية ويحدث في هذه المنطقة convergence عند السطح Divergence في أعلى الجو ولكن المناطق التي تشتت فيها الجهات وتتفرق يحدث فيها إلتقاء في أعلى الجو و تفرق عند السطح وتسمى تلك المناطق cyclolysis و Anticylogensis
- وعندما تندفع كتلة هوائية دفيئة إلى كتلة باردة فإن ذلك يعني نشوء جبهة هوائية دافئة وهي ذات مقطع عرض كبير ولا تكون عنيفة ولا مصاحبة لمتغيرات جوية مفاجئة وعنيفة . أما إذا اندفعت كتلة باردة إلى كتلة دافئة فإن ذلك يؤدي إلى تصاعد سريع في الهواء ويتكون جبهة قوية ذات مقطع عرض أصغر ومصاحب لتغيرات جوية سريعة وعنيفة .

أنواع الجبهات

- الجبهات الدفيئة:

في الجبهة الدفيئة يتقدم الهواء الدافئ على البارد ويرتفع إلى أعلى فوق لسان من الهواء البارد وينتج عن ذلك الاندفاع أن يبرد الهواء الساخن ذاتياً Adiabatic Cooling مما يؤدي إلى نشؤ اضطرابات معتدلة وأمطار و يعتمد على ذلك:

1- صعود الهواء إلى أعلى (سرعته).

2- نسبة الرطوبة.

3- مدى تغير الحرارة رأسياً في الهواء الساخن (Lap Rate) .

فإذا كان الهواء مستقر وجاف يحدث بعض السحب الخفيفة ولكن عادة بدون أمطار أما إذا كان الهواء دافئ ورطب (Lag Rate (NLR عالي فأن ذلك يؤدي إلى اضطرابات جوية وتكون سحب وأمطار ولكنها عادة لا تكون شديدة العنف. والجبهة الدافئة قد تمتد من سطح الأرض إلى 4000متر وتكون سحبها اضعف من الجبهة الباردة وتتشكل على هيئة سحب عالية رقيقة (High Cirus) وقد تكون سحب قوية (Stratocumulus) عند مرور خط الجبهة الدافئة و قد تكون سحب منخفضة (2000متر).

- الجبهات الباردة:

في حالة الجبهات الباردة فأن الهواء البارد يتقدم نحو الهواء الدافئ ويكون لسان من الهواء البارد ينزلق أسفل الهواء الدافئ يرفعه إلى أعلى. والجبهة شديدة الباردة تختلف عن الدفيئة بما يلي:

1- أشد انحدار من الدفيئة وتحتل مناطق أصغر مساحة من الجبهات الدفيئة.

2- التساقط يكون في نطاق الهواء الدافئ ولكن عند تقدم الهواء البارد تنقشع الغيوم بها في حالة الجبهة الدفيئة يصعد الهواء الدافئ إلى أعلى بشكل أقل انحدار ويتم هنا التساقط في منطقة الهواء البارد نسبياً.

3- في الجبهة الباردة تكون الرياح السطحية أقوى نسبياً من الرياح العلوية بينما في الجبهة الدفيئة يكون العكس مما يسبب في الحالة الأولى غلبة تصعد قوية وفي الحالة الثانية انزلاق الهواء الدافئ فوق الهواء البارد.

4- يكون التساقط في الباردة عنيف ويشغل مساحة أقل .

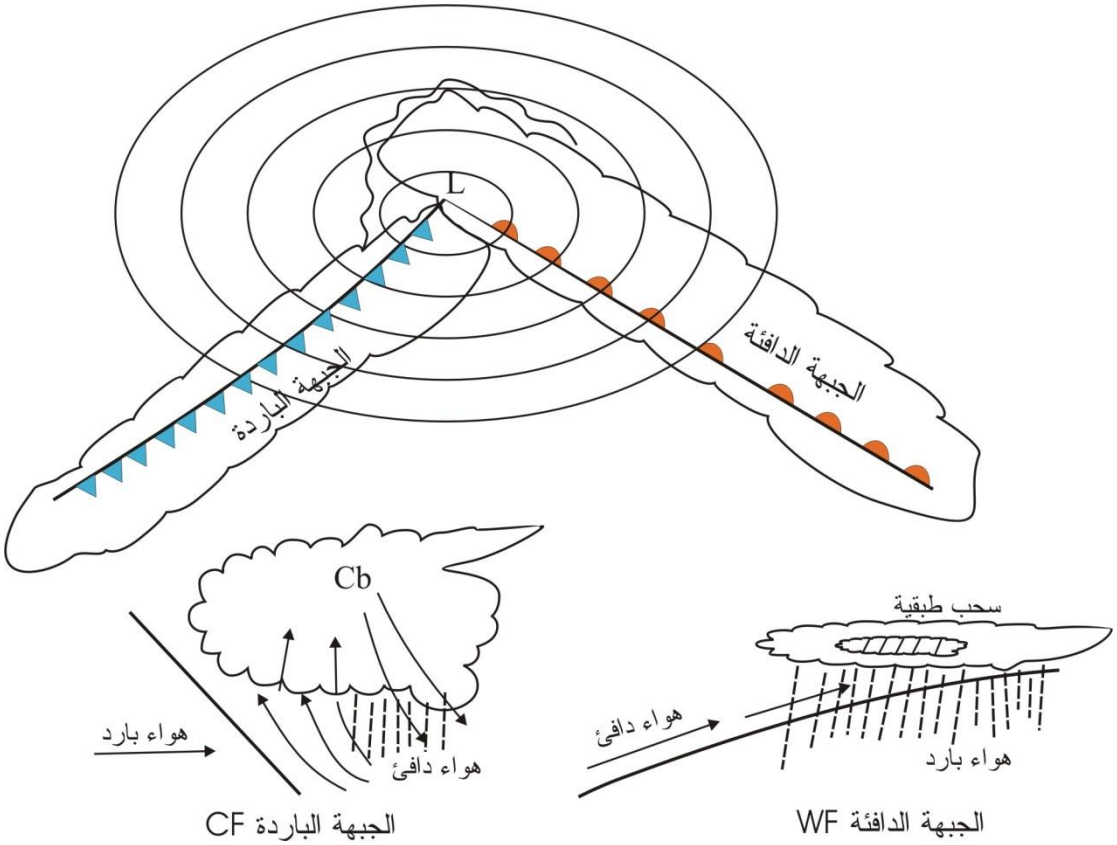
5- تتكون السحب الركامية المزنية في الباردة اماً في الدافئة فتتكون السحب الطبقية , يغطي التساقط في الدافئة منطقة أكبر.

6- الجبهة الباردة تحدث بشكل أكثر فجائية .

7- الباردة يتبعها هواء بارد والدافئة هواء دافئ .

8- الجبهة الهوائية الباردة أسرع من الجبهة الدافئة لذلك فهي في الغالب تتقدم نحو الجبهة الدافئة وتدفعها إلى أعلى مما يكون الجبهة الممتلئة أو الختامية Occluded Front وهذه السرعة تزيد عن الجبهة الباردة بحوالي 8 كلم / س .

وقد تكون الجبهة الباردة والدافئة قوية أو ضعيفة حسب سرعة الرياح السطحية والعلوية في القطاع الدافئ والبارد. فإذا كانت الرياح العلوية قوية في الجبهة الباردة السطحية ضعيفة كانت جبهة باردة ضعيفة والعكس صحيح , بينما في الجبهة الدافئة إذا كانت الرياح السطحية قوية والعلوية ضعيفة يتكون جبهة ضعيفة والعكس صحيح.



- الجبهة الممتلئة Occluded Front

لأن الجبهة الباردة أسرع من الدافئة ينحصر الهواء الداخلي في النهاية على شكل لسن طولي أو شبه كروي داخل نطاق الهواء البارد في الأجزاء العليا حيث تصل الهواء البارد المتقدم بالهواء البارد الذي تقدم له الهواء الدافئ ويسمى الانخفاض الجوي هنا باسم منخفض جوي ممتلئ Occlusion وفي هذه الحالة تسمى الجبهة Occluded Front ويكون دوران الهواء الدافئ حول نفسه في الأجزاء العليا عكس عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي ويسمى الهواء المتفصل Dissipated Air.

وهناك نوعان من الإمتلاء على أساس الاختلاف النسبي في درجة الحرارة داخل الإعصار أو المنخفض الجوي وهما :

أ- الامتلاء البارد :

يحدث هذا عندما يكون الهواء البارد في مؤخرة الانخفاض الجوي أبرد من الهواء البارد عند مقدمته ويحدث ذلك عندما يكون المنخفض الجوي فوق مناطق واسعة من اليابس

والسواحل الشرقية للقارات وهذا الامتلاء البارد يصاحبه أمطار رعدية Thunderstorms

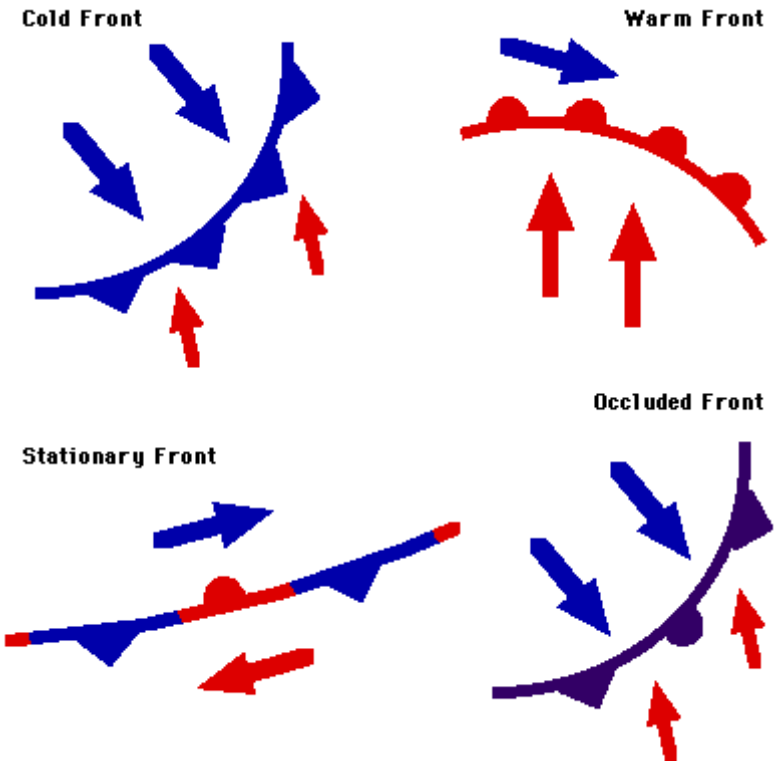
ب- الامتلاء الدافئ :

يحدث هذا عندما يكون الهواء خلف الجبهة الباردة أدفيء نسبياً من الهواء عند المقدمة فإن هذا الهواء يصعد فوق الهواء الابرد وتحدث هذه الحالة في الشتاء والعروض المعتدلة.

د- الجبهة الثابتة Stationary Front:

تحدث الجبهة الثابتة عندما تتماس الكتل مختلفة الخصائص ولا تلتقي، فيكون في خط التماس جبهة تأخذ في جهة خصائص الجبهة الباردة وفي الجبهة الأخرى خصائص الجبهة الدافئة؛ لذلك رموزها تجمع بين رموز الكتلتين الباردة الدافئة.

وهي تأخذ شكلًا طوليًا تقريبًا، يمتد من الغرب للشرق، وليس لها مركز منخفض؛ لذلك هي لا تتحرك من الغرب إلى الشرق كما هي الحال في الجبهة الباردة والجبهة الدافئة، ولكنها تتزحزح من الشمال للجنوب أو من الجنوب للشمال بحسب قوة واتجاه الكتلتين المتماستين؛ لذلك قد تستمر هذه الجبهة مدة طويلة تتعدى في بعض الأيام أسبوعًا، تتوزع شمالاً وجنوبًا، وقد تؤثر في المناطق التي تكون فوقها بأمطار غزيرة متكررة عدة أيام مسببة سيولًا، ليس لأن الأمطار غزيرة فقط، بل لأنها تتكرر عدة أيام، وعندما يتقدم الهواء البارد على الهواء الدافئ في الجبهة الثابتة، يحصل انكسار لخط الجبهة، ويكون موقع الانكسار هو مركز الضغط الجوي، والخط الذي يقع شرقه يكون الجبهة الدافئة، والخط الذي يكون غربه هو الجبهة البادرة، وبهذا يتكون منخفض جوي حركي ذو جبهتين؛ إحداهما باردة والأخرى دافئة، وتتلاشى وتنتهي الجبهة الثابتة.

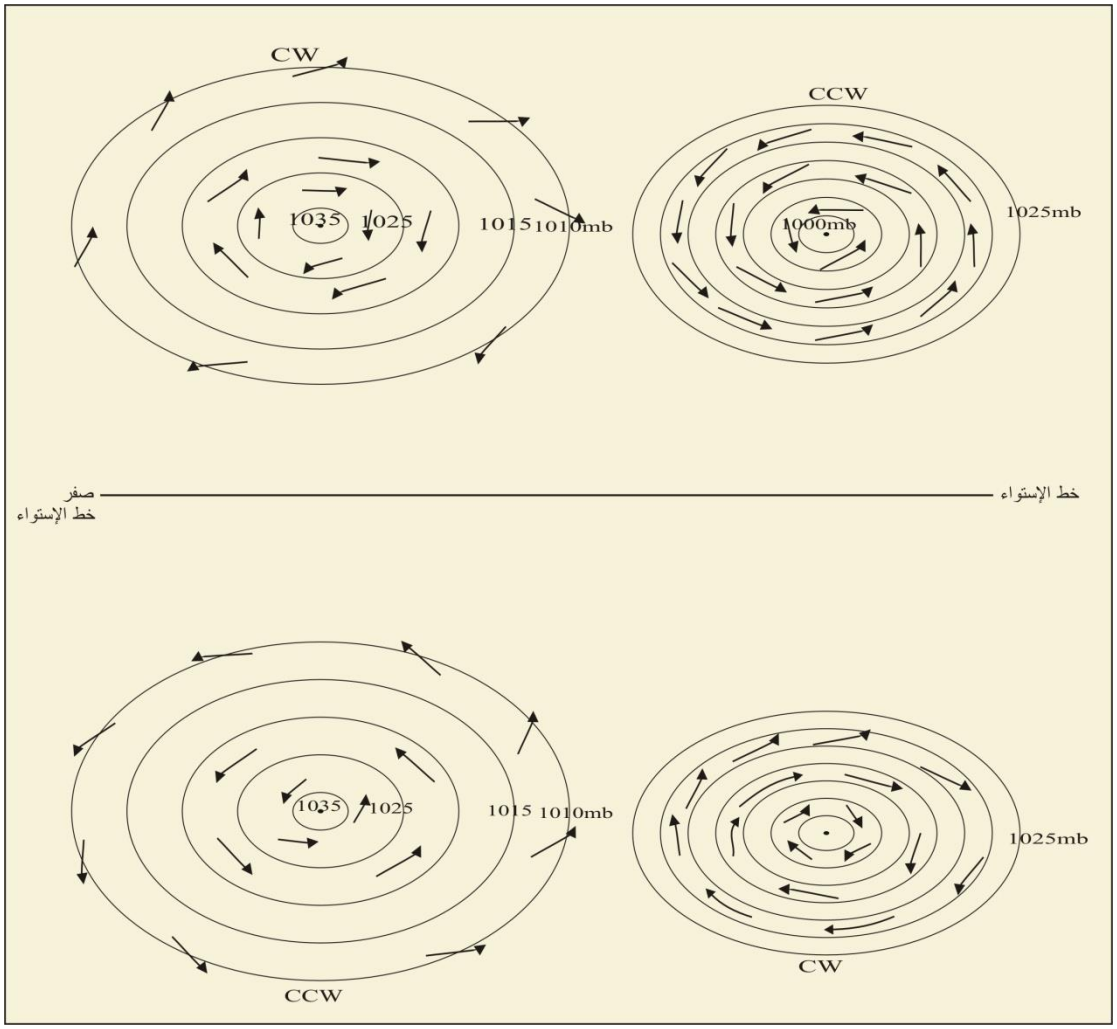

Cold Front
Warm Front
Occluded Front
Stationary Front

الانخفاضات والارتفاعات الجوية
Low and High Pressure Systems

تتكون هذه الظواهر بشكل عام بسبب الاختلافات الأفقية والرأسية في الضغط الجوي ودرجات الحرارة وبسبب تقابل الكتل الهوائية المختلفة الخصائص.

1 – المنخفضات الجوية Low Pressure Systems

أهم أسباب حدوثها ارتفاع درجات الحرارة عند السطح وتقابل الكتل الهوائية المختلفة للخصائص والذي يكون صعود الهواء فوق ذلك لمكان وبالتالي نشوء منخفض جوي, L. والمنخفضات الجوية هي مقعرات شبه مستديرة يقل فيها مقدار الضغط بالاتجاه نحو المركز ويكون دوران الهواء حول المركز عكس عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي ومعه في الجنوبي counter clock Flow ccw ويكون الضغط في المركز أقل من 1013، Mb بشكل واضح وكلما اقتربت خطوط الضغط المتساوي كلما أشار ذلك إلى عمق في المنخفض وهذا يحدد سرعة الرياح .



ويمكن تقسيم المنخفضات الجوية من حيث الحركة إلى نوعين حركية وغير حركية:

أ- المنخفضات الحركية وهي تنقسم إلى قسمين :

1- منخفضات العروض المعتدلة الحركية (من 40- 80 ش وج) وتسمى Depression وهي في الغالب ناتجة عن تقابل الرياح العكسية مع الرياح القطبية أي مصاحبة للجبهة القطبية في الغالب Polar Front. لذلك الاتجاه العام لها هو من الغرب للشرق ويصاحبها جبهات هوائية وهي تتحرك لمسافات طويلة , وآلية تكوينها في العروض العليا والوسطى هو أن تقابل الكتل الهوائية ينتج عند هبوط الهواء البارد وصعود الدافئ وتكون منخفض جوي وما يصاحبه من جبهات هوائية Fronts والتي في الواقع ليست مجرد خطوط بل لها 3 أبعاد حيث لها امتدادين أفقيين وآخر رأسي. وقد ينشيء شتاء منخفضات مماثلة في العروض الدنيا تمتد حتى 25 ش و ج.

2- منخفضات الأعاصير المدارية Tropical Cyclones

وهي مصاحبة للرياح التجارية الشرقية وتنشأ في الغالب بسبب تكون موجات ناتجة عن تقابل الرياح التجارية الأصلية والرياح التجارية العابرة لخط الاستواء لذلك اتجاهها العام من الشرق للغرب وهي غير مصاحبة لجبهات هوائية واضحة المعالم وقد تمتد هذه المنخفضات للعروض الوسطى حتى عروض في حدود 30 ش و ج عندما تتحول إلى أعاصير قوية تسمى بمسميات عديدة وفي الغالب لا يصاحبها جبهات.

ب- المنخفضات الحرارية غير الحركية Thermal Lows

وهي منخفضات ناشئة عن التحمئة الشديدة للسطح و هي غير حركية تقريباً ولكن تأثيرها قد يمتد إذا تعمقت هذه المنخفضات مثل منخفض الهند الموسمي وهي غير مصاحبة لجبهات.

المرتفع الجوي

هي مقعرات شبه مستديرة يزداد مقدار الضغط كلما اتجهنا إلى المركز ويكون دوران الرياح مع عقارب الساعة والضغط التالي في نصف الكرة الشمالي.

خلاف الأعاصير فإن الارتفاعات لا ينجم عنها تساقط في حالات باردة و هي مركز الضغط المرتفع حيث يهبط الهواء ويكون دوران الرياح بطئ وتدور مع عقارب الساعة في الكرة الشمالي . والضغط عند المركز قد يكون عالي جداً يصل احيانا إلى 1040م ب لذلك تهب الرياح من المركز للخارج.

وهي تنتشر في مناطق هبوط الهواء البارد كما هو الحال في المسطحات اليابسة الباردة في فصل الشتاء والمسطحات المائية المتعرضة للتيارات البحرية الباردة , ولأن ضد الإعصار H يتألف من هواء هابط Subsidence Air فإنه يكون في حالة استقرار ومركز ضد الاعصار غير مصاحب لجبهات ولا منطقة تغير في اتجاه الرياح Wind- shift lines

وقد يحدث اضطرابات جوية عندما يلتقي مرتفعات جويات مختلفة الخصائص وذلك بتكون جبهة بين المنخفضين . و ضد الإعصار يتراوح ما بين بضع مئات من الكيلومترات إلى 3000كم , وسرعتها أقل من المنخفضات الجوية وعادة أكبر من المنخفض الجوي.

الأعاصير والزوابع المدارية
Tropical Cyclones

1- هي الانخفاضات الجوية في العروض المدارية والاستوائية ولها أسماء محلية مثل Hurricanes او Typhoons في جنوب شرق آسيا في او willy willy في شرق استراليا وحركة الرياح في هذه الزوابع تهب نحو المركز ولكنها تختلف من المنخفض الجوي في ما يلي :

أ- يكون انحدار الضغط شديد في الزوابع المدارية والضغط الجوي منخفض جداً والذي قد يصل إلى 965 م ب لذلك فسرعة الرياح عالية (100-300 كم / س) .

ب- لا توجد جبهات في الزوابع المدارية ولكن يتكون عين هادئة تتجه لهبوط الهواء فيها .

ج- الأمطار أغزر في النصف الأمامي من الزوبعة خاصة عندما تكون الزوبعة قوية .

د- ليس فيها برد Hail بسب دفئ الزوبعة المدارية .

هـ- تنشأ الزوابع المدارية فوق الرهو الاستوائي والمسطحات المائية الاستوائية غرب القارات في حين أن الانخفاضات الجوية Extra tropical تنشأ في أي مكان بين 20° و80° ش و ج . وأعظم مناطق الزوابع المدارية هي :

1- البحر الكاريبي وخليج المكسيك.

2- بحر الصين.

3- خليج البنغال.

4- جنوب المحيط الهندي.

5-جنوب المحيط الهادي حول جزر figi

- نشأة الزوابع المدارية ومشاكلها :

هذه الأعاصير هي دوامات ضخمة Vortex والتي تستمد طاقتها من الحرارة الكامنة الناتجة عند تكثف فوق مناطق تنشئة الإعصار وهي تكون في منطقة ما بين 5 درجات ش

وج في المناطق التي تبلغ حرارتها فوق 26°م أو أعلى. البناء الرأسي لطبقة التروبوسفير فوق تلك المناطق (منطقة رياح تجارية) يتميز بطبقة ضحلة من الهواء الدافئ الرطب حاراً وفوقه طبقة عميقة دافئة وجافة نسبياً وفيها هبوط Subsidence. هذا يكون انقلاب الرياح التجارية Trade Wind Inversion والذي يمنع التكون الرأسي للسحب. أحياناً هذا الانقلاب يكسر بسبب نشوء أخدود ضغط منخفض أو موجة شرقية خاصة عند تلاقي الرياح التجارية ش ش و ج ش ويزداد التصعيد convection مما يؤدي إلى كسر طبقة الانقلاب وبدأت الرياح تدور بشكل دوام حول مراكز الضغط هذا يولد عاصفة مدارية والتي قد تتطور إلى إعصار مداري والذي يكسرها بالانقلاب ونشوء الموجه واللتي تتحول احيانا إلى اعصار إذا توفر التسخين القوي جداً عند السطح, والذي يحول العاصفة المدارية إلى إعصار مداري عندما تتحرك قليلاً إلى العروض العليا .

العاصفة الرعدية Thunderstorms

عاصفة البرق والرعد مع العواصف المدارية والترنادو ولكن عاصفة البرق والرعد بمعناه الخاص يشير إلى العواصف التي تنشأ بسبب عملية التصعيد سواء كانت حرارية ميكانيكية أو دينمكية خلال فترة قصيرة وعادة يصاحب هذه العواصف أمطار غزيرة وبرد.

- أهم أسباب تكون العاصفة الرعدية هي:

أ - سبب حراري Heating

وهذا ناتج عن التسخين الشديد للسطح وزيادة عملية التصعيد، فإذا كان هذا الهواء رطب تنشأ العواصف الرعدية القوية خاصة عندما تكون طبقات الجو العليا باردة وجافة.

ب- سبب دينمكي Dynamical TS

عندما يكون هناك جبهات باردة نشطة في العروض المعتدلة حيث أن عملية التصعيد هنا تكون دينمكية ناتجة عن تحرك وانزلاق الهواء البارد إلى أسفل ودفعة للهواء الدافئ الرطب إلى أعلى حيث يقابل درجات حرارة باردة و جافة فينتج تكاثف عظيم ونشوء العاصفة .

ج - العواصف الميكانيكية Mechanical Thunderstorms (Orographic)

هذا يحدث عندما يصعد الهواء الساخن الرطب بالجبال ويتصاعد إلى أعلى ويحدث عملية تكاثف وهطول أمطار .
لذلك يمكن أن تنشأ العاصفة الرعدية فوق أي مكان في العالم عدى المناطق القطبية.

الرطوبة و التكاثف Humidity and Condensation

الرطوبة والتكاثف مرتبطان ارتباطًا وثيقًا، فليس هناك تكاثف بمظاهره المتعددة السطحية العلوية إلا بوجود رطوبة، ولا تظهر مظاهر ارتفاع الرطوبة إلا في الغالب بوجود تكاثف.

أولاً: الرطوبة Humidity

7.1 مقدمة:

الرطوبة تعبير يشير إلى الماء في حالته الغازية في الغلاف الجوي، ومعنى هذا أن الماء إذا وجد في الغلاف الجوي في حالته السائلة أو الصلبة يسمى تسمية أخرى، مثل: المطر والثلج والبرد، ويمكن أن نرى مظاهر الرطوبة من سحب وضباب، وندى، ومطر، وغيرها، ولكن لا نرى الرطوبة بل نحس بها، والإحساس والرطوبة متفاوتة زمانيًّا ومكانيًّا. فمثلا الرطوبة بشكل عام تكون أكثر في المناطق الساحلية والاستوائية، وتقل في المناطق الداخلية خاصة قليلة النبات والصحاري، كما أن الرطوبة بشكل عام تزيد مع انخفاض درجة الحرارة؛

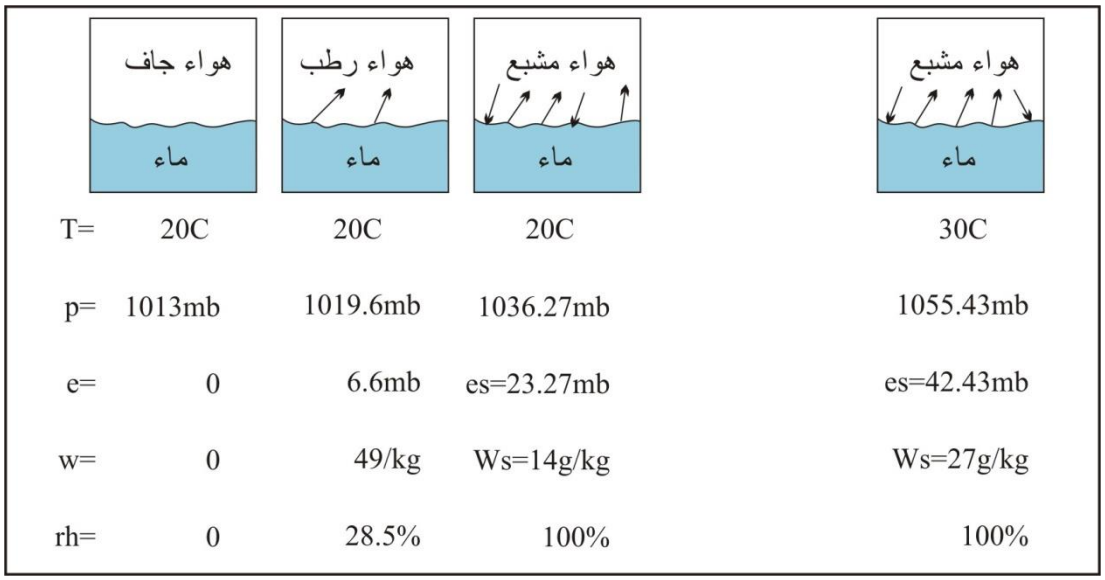
لذلك هي في الشتاء أكثر من الصيف وساعات الليل المتأخرة أكثر رطوبة نسبية من وسط النهار وهكذا.

7.2 الضغط الجوي والرطوبة: Atmospheric pressure and humidity

ذكرنا سابقًا في فصل الضغط الجوي، أن الضغط ينتج بسبب مكونات الغلاف الجوي والجاذبية، إذًا فالضغوط الجزئية لكل مكون من مكونات الغلاف الجوي مجتمعة تولد الضغط الجوي العام، ولبخار الماء في الجو نصيب من هذا الضغط الكلي يسمى ضغط بخار المسار Water vapor pressure . إذًا يمكن تعريف ضغط بخار الماء على أنه الضغط الجزئي من الضغط الكلي الناتج عن وجود بخار الماء في الهواء عند درجة حرارة معينة. وقد يوحي هذا التعريف أن زيادة البخار في الهواء تزيد الضغط الجوي، ولكن الواقع أن زيادة بخار الماء في الهواء تقلل من كثافته، فيقل الضغط الكلي بالرغم من أن ضغط بخار الماء الجزئي ازداد، فمثلاً قد يكون الضغط الكلي 1015 مليبار وضغط بخار الماء 10 مليبار فتهب رياح رطبة فيزداد ضغط بخار الماء إلى 30 مليبار، ولكن الضغط الكلي ينخفض إلى 1010 مليبار؛ لأن الهواء في هذه البيئة المفتوحة عندما ازدادت الرطوبة قلت كثافته وتمدد وكبر حجمه وقل ضغطه.

الحرارة والرطوبة Temperature and Humidity:

العلاقة بين الحرارة والرطوبة وثيقة، فلكما زادت درجة الحرارة احتاج الهواء لكمية أكبر من بخار الماء ليصل لمرحلة التشبع والعكس صحيح؛ أي كلما قلت درجة الحرارة احتاج الهواء لكمية أقل من بخار الماء ليصل لمرحلة التشبع (شكل 8.1)؛ هذا الشكل يبين أنه عند ثبات درجة الحرارة عند درجة حرارة 20 درجة مئوية فإن ضغط بخار الماء الإشباعي es ونسبة المزج الإشباعية ws تكون ثابتة، ولكن عندما ترتفع درجة الحرارة فإن هذه القيم تتغير بالزيادة، ولكن عندما تنقص درجة الحرارة عن 20 فإن تلك القيم تنقص، ومن هذا يمكن أن نستنتج أن المهم هو قرب الهواء وبعده من التشبع، وليس كمية بخار الماء في الهواء. فقد يكون هناك كمية كبيرة من بخار الماء ولكن درجة الحرارة عالية، فلا يصل الهواء إلى مرحلة التشبع ولا تتكون السحب والأمطار وغيرها من مظاهر التكاثف. وقد تكون كمية بخار الماء في الهواء أقل ولكن الهواء بارد، ووصل إلى مرحلة التشبع، وحصل التكاثف من سحب وما يصاحبها من تساقط ضباب وغيرها من مظاهر التكاثف. إذًا فالمهم هنا متى تحدث مظاهر التكاثف من سحب وأمطار وغيرها، وليس كمية بخار الماء في الجو.



شكل علاقة الرطوبة بالحرارة والضغط و تغير ضغط بخار الماء ونسبة المزج بتغير درجة الحرارة. إعداد المؤلف.

التعبير عن الرطوبة:

من المهم معرفة تأثير وجود بخار الماء في الغلاف الجوي من خلال التعبير عن الرطوبة الجوية، والتعبير عن الرطوبة الجوية يتم بعده طرق تتفاوت في أهميتها، وهي:

1- الرطوبة المطلقة Absolute Humidity:

والرطوبة المطلقة هي كتلة بخار الماء في حجم معين من الهواء؛ لذلك هي كتلة في حجم ووحدتها جرام في المتر المكعب (g/m^3) ، وليس للرطوبة المطلقة أهمية تذكر للطقس والمناخ؛ لأنها لا تراعي الظروف الجوية وحجم الهواء الذي لا يكون ثابتًا في الطبيعة، ومن ثمّ لا تبين قرب الهواء وبعده من التشبع ومدى إمكانية حصول التكاثف. وهذا هو الذي

يهمنا في الطقس والمناخ فكمية بخار الماء في الهواء لا تهم بقدر ما يهم قرب الهواء وبعده من التشبع وحدوث التكاثف، وتكون السحب وحدوث المطر والعواصف وما يصاحبها من رياح وبرد وسيول، وحدوث الضباب والندى وغيرها من مظاهر التكاثف.

2- الرطوبة النوعية Specific Humidity:

وهي وزن بخار الماء في وحدة وزن الهواء الكلي شاملاً ذلك ما فيه من بخار ماء. إذًا هو كتلة بخار ماء بالجرام في وحدة كتلة الهواء بالكيلو جرام g/kg، وهي تحسب بالمعادلة التالية:

$$SH = M_s/M$$

حيث إن: الرطوبة النوعية = SH وMs هو وزن بخار الماء في الهواء بالجرام، و M هو وزن الهواء الكلي بالكيلو جرام.

والرطوبة النوعية أهم من الرطوبة المطلقة؛ لأنها تشير إلى كمية بخار الماء في الهواء بالجرام في مقدار ثابت من الهواء بغض النظر عن حجمه، وهو كيلو جرام من الهواء، وهذا يعطي إشارة إلى قرب الهواء وبعده من التشبع، ولكنه لا يعطي معلومة أكيدة عن ذلك.

1- نسبة المزج Mixing Ratio:

وهي وزن بخار الماء في وحدة وزن الهواء الكلي، ولمن لا يشمل ذلك ما فيه من بخار ماء. ووحدته هي الجرام في الكيلو جرام (g/kg) أي كم جرام من الماء يوجد في كيلو جرام من الهواء، وهو يعطي إشارة لقرب الهواء وبعده من التشبع . وهو يحسب على النحو التالي:

$$w= m_s/ m_d$$

حيث إن: نسبة المزج = w كمية بخار الماء في الهواء بالجرام = m_s، كمية الهواء الجاف بالكيلو جرام = m_d.

ويتضح مما سبق أن القياس السابق وهو الرطوبة النوعية ونسبة المزج متشابهان، غير أن الأول يأخذ في الاعتبار الوزن الكلي للهواء، بينما الثاني يأخذ في الاعتبار الهواء الجاف عند حساب نسبة المزج. وبما أن كمية بخار الماء في الهواء بشكل عام قليلة، فإن النتائج المتحصل عليها عند حساب الرطوبة النوعية لا تختلف كثيرًا عن تلك التي نحصل عليها عند حساب نسبة المزج عندما تطبق المعادلتان.

حساب الرطوبة النوعية ونسبة المزج ونسبة المزج الإشباعية:

مثال:

إذا كان وزن بخار الماء في كتلة من الهواء وزنها 51.100 كيلو غرام هو 100 غرام، فما قيمة الرطوبة النوعية SH ونسبة المزج W؟

$$SH = Ms/M = 100g/51.100kg = 1.95\ g/kg$$

$$w = Ms/Md = 100g/51kg = 1.96\ g/kg$$

ويتضح من المثال السابق أن الفرق بينهما قليل جدًّا؛ لذلك يكتفى بواحد منهما عند التعبير عن الرطوبة ككتلة في وحدة الكتلة، وأغلب الدراسات والتطبيقات المناخية تعتمد نسبة المزج w.

ونسبة المزج عندما يكون الهواء مشبعًا ببخار الماء تسمى نسبة المزج الإشباعية w_s Saturation Mixing Ratio يمكن أن تحسب عند درجة حرارة ثابتة وضغط معين على النحو التالي:

$$M_s = M_{vs} / Md$$

حيث إن:

وزن بخار الماء في الهواء المشبع = M_{vs}، وزن الهواء الجاف = M_d.

و نسبة المزج تكون ثابتة إذب ثبتت درجة الحرارة الضغط.

نسبة المزج الإشباعية

إذا كان الضغط الجوي 1013 ودرجة الحرارة هي 20 درجة مئوية ووزن بخار الماء 5000 غرام في كتلة من الهواء وزنها 357 كيلو جرام، فإن نسبة المزج الإشباعية في هذا الهواء تكون:

$$M_s = M_{sv} / md = 5000g / 357kg = 14\ g/kg$$

ولو نقصت كمية بخار الماء في الهواء عن 5000 جرام لم يصل الهواء إلى مرحلة التشبع إلا في حال نقصت درجة الحرارة. وقد يبتعد عن التشبع بزيادة درجة الحرارة عن 20 درجة مئوية.

جدول. نسبة المزج الاشبعية عند درجة حرارة معينة و ضغط معين.

Cº T الحرارة	**نسبة المزج الاشباعية عند ضغط 1013 mb Ws (g /kg) At slp = 1013 mb**
- 40	0.1
- 30	0.3
- 20	0.75
- 10	2
0	3.5
5	5
10	7
15	10
20	14
25	20
30	27
35	35
40	47

مما سبق يمكن أن نعود إلى ضغط بخار الماء ونحسب قيمته على النحو التالي:

$$e = w / w + 0.622 * P$$

حيث إن: e هو ضغط بخار الماء و w هي نسبة المزج الحقيقية، و p هي الضغط الجوي و 0.622 ثابت يمثل قيمة الوزن الذري للهواء المشبع والذي مقداره 18.016 وحدة كتل ذرية على الوزن الذري للهواء الجاف الأثقل الذي مقداره 28.96 وحدة كتل ذرية.

ويجب تحويل w للكيلو جرام عند حساب ضغط بخار الماء، وذلك بقسمته على 1000، و وحدة ضغط بخار الماء هي المليبار Mb.

ضغط بخار الماء

مثال

إذا كانت نسبة المزج الحقيقية في الهواء عند درجة حرارة 20 درجة مئوية هي 8g/kg والضغط الجوي 1020 Mb ، فما هو مقدار ضغط بخار الماء؟

الحل:

نحول الغرام إلى كيلو غرام، فتصبح نسبة المزج هي 0.008 kg/kg؛ لذلك نحسب ضغط بخار الماء على النحو التالي:

$$e = w/w + 0.600 * p = 0.008 / 0.008 + 0.622 * 1020$$

$$=0.008/0.63*1020= 12Mb$$

وهو ضغط بخار الماء.

أما ضغط بخار الماء الإشباعي فيحسب:

$$e_s = (w_s / w_s + 0.622) * p$$

4- الرطوبة النسبية Relative Humidity RH:

وهي نسبة بخار الماء في الهواء عند درجة حرارة معينة وضغط معين إلى كمية بخار الماء التي يحتاجها الهواء ليصل لمرحلة التشبع. يتضح من ذلك التعريف أن الرطوبة النسبية تبين قرب الهواء وبعده من التشبع؛ لذلك يعدّ هذا التعبير عن الرطوبة أهم تعبير للطقس والمناخ بين التعابير الأربعة، وتأتي هذه الأهمية في أن التشبع هو الدرجة التي يبدأ عندها التكاثف عند درجة حرارة معينة وضغط معين، وحدوث ظواهر مهمة، مثل: السحب والتساقط وما يصاحبه والضباب والندى وغيرها بغض النظر عن كمية بخار الماء في الهواء، وهذا الذي يهمنا في الدرجة الأولى في الطقس والمناخ. فقد يكون في الهواء كمية كبيرة من بخار الماء، ولكن لم يصل إلى مرحلة التشبع، فلا تحدث الظواهر السابقة، وقد يكون فيه كمية أقل، فيحدث التكاثف وتحدث معه الظواهر السابقة، ويعتمد هذا على درجة الحرارة. فقد ذكرنا سابقًا أنه كلما قلت درجة الحرارة قلت الكمية التي يحتاجها الهواء من بخار الماء؛ ليصل إلى مرحلة التشبع والعكس صحيح. وبناء على ما سبق يمكن حساب الرطوبة النسبية على النحو التالي:

$$RH = w/w_s * 100$$

حيث إن: نسبة المزج الحقيقية = w، نسبة المزج الإشباعية = w_s.

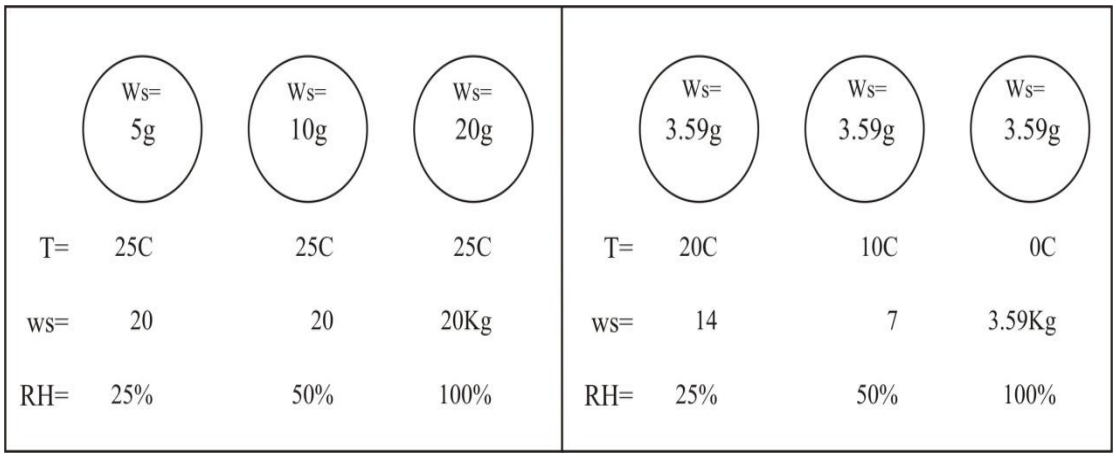
ونسبة المزج الإشباعية هي نسبة المزج عندما يكون الهواء متشبعًا ببخار الماء عند ضغط معين ودرجة حرارة معينة.

بناء على تعريف الرطوبة النسبة فإنها تتغير عندما يحدث أحد أمرين، أو حدوثهما معًا، وهما:

1- تغير كمية بخار الماء في الهواء مع ثبات درجة الحرارة؛ فمثلاً قد تكون درجة الحرارة ثابتة عند 25 درجة مئوية، ولكن مجرد هبوب هواء رطب محمل ببخار الماء تزيد الرطوبة النسبية (شكل 8.2).

2- تغير درجة الحرارة مع ثبات كمية بخار الماء في الهواء. فمثلاً عند ثبات كمية بخار الماء في الهواء عند 3.5g/kg ولكن درجة الحرارة ظهرًا تساوي 20 درجة مئوية ومساءً وصلت 10درجات مئوية وعند الفجر 5درجات مئوية، فإن الرطوبة النسبية تتغير مع كل تغير لدرجة الحرارة ، بالرغم من أن كمية بخار الماء في الهواء ثابتة (شكل 8.2).

3- تغير درجة الحرارة وكمية بخار الماء في الهواء معًا؛ فمثلاً قد تكون الرطوبة النسبية 30% فتهب رياح باردة ورطبة، فتتغير درجة الحرارة، وتتغير كمية بخار الماء في الهواء في الوقت نفسه، وتصبح الرطوبة النسبية 70% وهكذا.



شكل 7.2 تغير الرطوبة النسبية بتغير نسبة المزج أو درجة الحرارة. إعداد المؤلف.

قياس الرطوبة **Humidity Measurement**:

يمكن قياس الرطوبة النسبية في الجو عن طريق أجهزة وطرق عديدة، من أهمها:

1- جهاز الهايجرومتر Hygrometer:

وهو جهاز بسيط يعتمد على خاصة تمدد الشعر مع الرطوبة (شكل 8-4) ، فطول الشعر قد يتمدد إلى 20% من طوله الأصلي مع الهواء المشبع، وقد يزيد التمدد عن ذلك بحسب نوع الشعر، ويستخدم في هذا الجهاز شعر الخيل؛ لأنها أقوى وتتمدد أكثر؛ ولأنها أكثر حساسية للرطوبة، وكلما زادت الرطوبة زاد التمدد والعكس صحيح.

2- الهيجروجراف: Hygrograph:

وهو جهاز يقيس الرطوبة في أي لحظة خلال أسبوع كامل وهو يشبه في تصميمه جهاز الترموجراف والباروجراف، ولكنه يعتمد على خاصية تمدد الشعر، فالذي يحرك المؤشر الموصل بريشة تؤشر على ورق بياني هو تمدد الشعر، ويوضع في هذا الجهاز شعرة خيل للأسباب السابقة الذكر، ويجب أن تنظف الشعرة باستمرار لتكون القراءة للرطوبة أكثر دقة.

حساب الرطوبة النسبية

مثال: إذا كانت درجة الحرارة 20 درجة مئوية، والضغط الجوي 1013 مليبار، ونسبة المزج الحقيقية هي 4g/kg ، ونسبة المزج الإشباعية عند درجة حرارة 20 مئوية هي 14 غرام لكل 1000 غرام، فما هو مقدار الرطوبة النسبية في الهواء؟

الحل:

$$.RH = w/w_s * 100 = 4/14 * 100 = 28.5\%$$

ومعرفة ضغط بخار الماء وضغط بخار الماء الإشباعي عند درجة حرارة معينة وضغط معين أيضًا، يمكننا من معرفة الرطوبة النسبية بقانون آخر هو:

$$RH = e / e_s * 100$$

مثال:

إذا كانت درجة الحرارة 20 درجة مئوية، والضغط الجوي 1013 مليبار، وضغط بخار الماء الحقيقي 6.64 مليبار، وضغط بخار الماء الإشباعي عند هذه الحرارة، وهذا الضغط هو 23.27 مليبار، فما هي الرطوبة النسبية؟

الحل:

RH = 6.64 / 23.27 * 100 = 28.5%

وهو المطلوب.

3- الثيرمومتر الجاف و الرطب Dry and Wet Thermometer:

وهو عبارة عن جهازي ترمومتر معلقين على حامل معدني مدرج، يقيس كل ترمومتر درجة الحرارة. أحد هذين الترمومترين ينتهي بطرف ملفوف عليه قطعة قماش، تكون مبللة عند القياس، وهذا الترمومتر يسمى الترمومتر الرطب Wet Thermometer. وقبل القياس يقوم الراصد الجوي بتدوير هذا الجهاز ولفه عدة مرات، لكي يتبخر الماء من القماش بفعل الهواء، وكلما كان الجو جافًّا كانت كمية الماء المتبخرة من الثرمومتر الرطب عالية وكلما انخفضت درجة الحرارة التي يقيسها هذا الترمومتر، عندما يكون الجو فيه كمية كبيرة من بخار الماء، فإن التبخر من القماش في الترمومتر الرطب يكون قليلًا، ومن ثمّ لا تنخفض درجة الحرارة في هذا الترمومتر كثيراً. ثم يقوم القارئ الجوي بالاطلاع على القراءتين للترمومتر الرطب والترمومتر الجاف العادي، ويحسب الفرق بينهما، فإذا كان الفرق بين قراءتي الترمومترين كبير كانت الرطوبة النسبية أقل والعكس صحيح، وإذا كان الفرق صفرًا كانت الرطوبة النسبية في الجو 100% وهكذا.

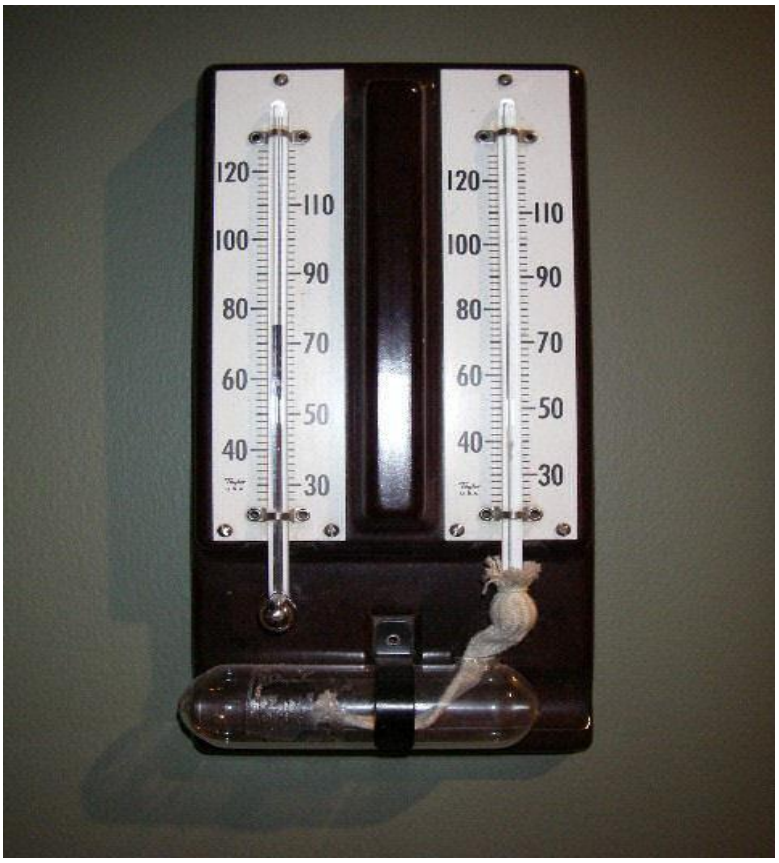
وقد أعد جدول؛ لذلك (جدول 7.2) يبين الفرق بين قراءتي الثيرمومترين ومقدار الرطوبة النسبية.

فمثلاً: إذا كانت درجة حرارة الثيرمومتر الجاف 20 درجة مئوية والثيرمومتر الرطب 14 درجة مئوية، فإن الفرق بينهما هو 6 درجا مئوية، وفي الجدول تكون الرطوبة النسبية 51%، ولكن عندما يكون الفرق ثلاث درجات مئوية فإن الرطوبة النسبية تكون 74% وهكذا.

ج تقدير الرطوبة النسبية بواسطة الفرق بين درجة حرارة الثيرموميتر الجاف و الرطب.

Relative Humidity (%)

Dry-Bulb Temperature (°C)	Difference Between Wet-Bulb and Dry-Bulb Temperatures (C°)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
−20	100	28														
−18	100	40														
−16	100	48														
−14	100	55	11													
−12	100	61	23													
−10	100	66	33													
−8	100	71	41	13												
−6	100	73	48	20												
−4	100	77	54	32	11											
−2	100	79	58	37	20	1										
0	100	81	63	45	28	11										
2	100	83	67	51	36	20	6									
4	100	85	70	56	42	27	14									
6	100	86	72	59	46	35	22	10								
8	100	87	74	62	51	39	28	17	6							
10	100	88	76	65	54	43	33	24	13	4						
12	100	88	78	67	57	48	38	28	19	10	2					
14	100	89	79	69	60	50	41	33	25	16	8	1				
16	100	90	80	71	62	54	45	37	29	21	14	7	1			
18	100	91	81	72	64	56	48	40	33	26	19	12	6			
20	100	91	82	74	66	58	51	44	36	30	23	17	11	5		
22	100	92	83	75	68	60	53	46	40	33	27	21	15	10	4	
24	100	92	84	76	69	62	55	49	42	36	30	25	20	14	9	4
26	100	92	85	77	70	64	57	51	45	39	34	28	23	18	13	9
28	100	93	86	78	71	65	59	53	47	42	36	31	26	21	17	12
30	100	93	86	79	72	66	61	55	49	44	39	34	29	25	20	16



شكل الثيرموميتر الجاف و الرطب.

هذه هي أهم أجهزة قياس الرطوبة، وهي الأجهزة المعيارية التي تستخدم في محطات الرصد الجوي. وهناك أجهزة إلكترونية عديدة لقياس الرطوبة تستخدم وقراءتها جيدة، لكنها لا تعتمد رسميًّا؛ لأنها ليست أجهزة معيارية.

ثانيًا: التبخر والتكاثف Evaporation and Condensation

التبخر والتكاثف عمليتان مرتبطتان ارتباطًا وثيقًا حيث لا تكاثف بدون تبخر. والتبخر هو تحول السائل إلى الحالة الغازية، ولكي يتحول السائل إلى غاز يحتاج إلى طاقة. فغرام واحد

من الماء يحتاج إلى 370 كالوري ليتحول إلى بخار ماء، وغرام واحد من الثلج يحتاج إلى 637 كالوري ليتحول إلى غاز. والتبخر من المسطحات المائية على وجه الأرض كبير جدًّا، وهذا يعني خزن طاقة هائلة كامنة في الغلاف الجوي في بخار الماء، وعندما تطلق هذه الطاقة عن طريق التكاثف فإنها تقوم بتدفئة الأجواء التي يحدث فيها التكاثف. وكما ذكرنا سابقًا فإن اطلاق هذه الحرارة الكامنة Latent Heat Release يعدّ من العوامل التي توزع الطاقة أفقيًّا ورأسيًّا في الغلاف الجوي؛ لأن الأبخرة تتحرك لمسافات كبيرة بعيدًا عن مكان التبخر. وتبخر المياه من المسطحات المائية على وجه الأرض يختلف من مسطح مائي إلى آخر، ويعتمد ذلك على:

1- ضغط بخار الماء للمسطح المائي:

وهذا يعتمد على درجة حرارة المسطح المائي، فكلما زادت درجة حرارته زاد ضغط بخار الماء على المسطح المائي، وعندما يتجاوز درجة سطح الماء درجة حرارة الهواء يبدأ التبخر.

2- ضغط بخار الماء للهواء:

فكلما زاد ضغط بخار الماء للهواء الملامس للسطح المائي قل التبخر والعكس صحيح.

3- حركة الهواء وحركة الهواء الاضطرابية وسرعته. فحركة الهواء تبعد البخار من قرب السطح المائي حتى يسمح لكمية أخرى من الماء بالتبخر من السطح، إذ يتناسب التبخر مع سرعة الرياح، فكلما زادت الرياح زاد التبخر والعكس صحيح.

4- ملوحة السطح المائي:

فكلما زادت نسبة الملوحة للسطح المائي قل التبخر؛ لذلك نجد التبخر من الأسطح المائية المالحة أقل من الأسطح العذبة عندما تتساوى الظروف الأخرى.

أيضًا هناك عوامل أخرى لا تقل أهمية تؤثر في كمية التبخر من الأسطح الأخرى منها عمق المسطح المائي، وقوة الإشعاع الشمسي، ودرجة حرارة الندى والغطاء النباتي، ورطوبة التربة، ونوع التساقط وكميته.

وإطلاق الحرارة الكامنة يكون بحسب نوع التكاثف، فعندما يتحول بخار الماء إلى ماء أو ثلج فإنه يطلق في الجو الطاقة نفسها التي تسلمها ليتحول إلى بخار ماء. أما التكاثف (Condensation) فهو تحول الماء من حالته الغازية إلى حالته السائلة أو إلى الصلبة مباشرة، والذي يسمى (Deposition or Crystallization) أو التسامي المقلوب، حيث إن التحول من صلب إلى غاز يسمى تساميًا (Sublimation)، وعندا يتحول الماء إلى بخار في أغلب الأحيان لا يمكن رؤيته بالعين المجردة إلا إذا كان كثيفًا، ولكنه عندما يتكاثف بخار الماء يمكن رؤيته على هيئة صور عديدة، مثل: السحب والضباب والندى وغيرها. والتكاثف لا يحصل حتى يصل الهواء إلى درجة حرارة الندى (Dew Point Temperature) التي يمكن تعريفها على أنها درجة الحرارة التي يبدأ عندها التكاثف، وهي تعتمد على درجة الحرارة وضغط بخار الماء فيه؛ لذلك هي دائمًا أقل من درجة حرارة الهواء أو مساوية له في حالة تشبع الهواء ببخار الماء. ودرجة حرارة الندى

ليست ثابتة، فهي قد تكون أعلى من الصفر المئوي أو أقل منه ويعتمد هذا على كمية بخار الماء في الهواء وضغط بخار الماء، وكلما اقتربت درجة حرارة الندى من درجة حرارة الهواء أشار ذلك إلى كمية أكبر من بخار الماء في الهواء، والعكس صحيح، ويمكن قياس درجة حرارة الندى على النحو التالي.

$$T_d = (2373) \text{ Ln } (e_s / 6.11) / (17.3^{2} - \text{Ln} e/6.1)$$

حيث إن: T_d درجة حرارة الندى بالمئوي، وe_s ضغط بخار الماء الإشباعي، و e ضغط بخار الماء الحقيقي.

وهناك معادلة أسهل تعطي نتيجة تقريبية خاصة إذا كانت الرطوبة النسبية % 50 فأكثر، وهي معادلة مارك لورنيس Mark Lawrence Equation الذي وضعها عام 2005، وهي:

$$T_d = T - (100 - RH / 5)$$

حيث إن: درجة حرارة الندى:T_d، درجة حرارة الهواء الحقيقية = T، الرطوبة النسبية = RH.

وحدوث التكاثف يتطلب وجود نويات التكاثف بأنواعها، مثل: ذرات الغبار، والرماد والملح وغيرها، وعندما يوجد في الهواء نويات متوسط قطرها حوالي 0.10 ميكرون، فإن بخار الماء يتكاثف عندما تصل رطوبته إلى 100%، وبدون نويات التكاثف لا تتم عملية

التكاثف إلَّا إذا كانت الرطوبة عالية جدًّا تتجاوز 300%، ولكنه قد يحصل قبل أن تصل الرطوبة إلى 100% إذا كانت هناك نويات تكاثف قطرها كبير بشكل ملحوظ (من 1 – 15 ميكرون).

وهناك عوامل ذاتية وغير ذاتية تؤدي إلى عملية التكاثف Diabetic and Adiabatic process . وأهم العوامل الذاتية هي انخفاض الضغط الجوي عند السطح، وصعود الهواء إلى أعلى وبرودته بسبب تمدده وتوزيع طاقته على حجم أكبر، وبسبب الجهد الذي يبذله عند الصعود. أما العومل الذاتية التي تؤدي إلى التكاثف فهي فقدان الحرارة عن طريق الإشعاع الأرضي، واتصال الهواء بأسطح باردة، كاختلاط الهواء مع هواء آخر أبرد منه فيصل إلى درجة حرارة الندى ويتكاثف، والتكاثف يحدث قرب السطح أو أعلى طبقة التروبوسفير ووسطه. والتكاثف يحدث عند السطح وفي طبقات الجو العليا بمظاهر عديدة.

مظاهر التكاثف عند السطح :

1– الندى Dew:

وهي قطرات من الماء تتكون فوق الأسطح خاصة الملساء منها ذات النافذية الضعيفة، مثل: زجاج السيارات وأسطحها وأوراق الشجر وغيرها، والذي يحدث عندما يصل الهواء إلى درجة حرارة الندى Td التي تكون أعلى من الصفر المئوي. وأفضل الظروف لحصول

الندى هي الليالي الباردة الطويلة ذات السماء الصافية وقليلة السحب وذات رياح خفيفة ونسبة رطوبة عالية. والندى مفيد حيث يوفر كمية جيدة من الرطوبة للنبات والتربة.

2- الصقيع Frost:

هو غطاء من الجليد غير سميك يظهر على الأسطح والنباتات عندما تكون درجة حرارة الندى دون الصفر المئوي، وهو ينقسم إلى نوعين رئيسين:

أ- الصقيع الإشعاعي Radiation Frost:

وهو يحدث عندما تنخفض درجة حرارة السطح إلى ما دون الصفر بسبب زيادة الإشعاع الأرضي الذي يؤدي إلى البرودة والوصول إلى درجة حرارة الندى التي دون الصفر. ويجب أن تتوفر الظروف الأخرى، مثل: صفاء السماء ورياح خفيفة ورطوبة نسبية عالية، وفي الغالب هذا الصقيع خفيف وغير واسع الانتشار وأضراره محدودة.

ب- الصقيع الأسود: Black Frost:

وسمي بهذا الاسم؛ لأنه واسع الانتشار وأضراره كبيرة على المحاصيل الزراعية، ويؤدي إلى خسائر مادية كبيرة، وهو يتكون في الغالب عند وصول الهواء إلى درجة حرارة الندى مع وجود نسبة رطوبة عالية وسماء صافية ورياح خفيفة، ويكون انخفاض درجة الحرارة لا يقتصر فقط على السطح بل في الهواء الملامس للسطح بعمق جيد؛ لذلك يكون الصقيع كثيفًا مما يجعل أضراره أشد.

3- الضباب Fog:

هو ذرات خفيفة وصغيرة الحجم من بخار الماء تتطاير في الهواء قرب سطح الأرض، وتصبح مرئية إذا كانت كثيفة جدًّا؛ فكلما زادت كثافتها أصبحت مرئية أكثر حتى تحجب الرؤية لمسافات قصيرة وأحيانًا تحجب الرؤية تمامًا. والضباب يحدث عندما تصل درجة حرارة الهواء الرطب قرب السطح إلى درجة حرارة الندى التي تكون فوق الصفر المئوي عادة، وتكون الظروف أنسب لتكون الضباب إذا كانت أيضًا السماء صافية، وليس هناك تصعيد أو رياح سطحية قوية.

وبسبب حجبه للرؤية أحيانًا فهو يسبب أضرارًا للنقل، حيث تصعب الرؤية لقائدي المركبات والطائرات والقطارات والسفن.

ويمكن تقسيم أنواع الضباب إلى:

ا- ضباب الإشعاع الأرضي Radiation Fog:

ويحدث عند وصول الهواء الرطب قرب السطح لدرجة حرارة الندى بسبب تبريد السطح الناتج عن هروب الإشعاع الأرضي، خاصة إذا كانت السماء صافية والرياح خفيفة، حيث يتيح ذلك فرصة للهواء الرطب بالتكاثف عند درجة حرارة فوق الصفر المئوي فيتكون الضباب. عادة يكون الضباب أكثر كثافة فوق الأراضي الأكثر انخفاضًا من أودية وغيرها، وعادة ينقشع هذا الضباب بعد شروق الشمس عندما يدفأ السطح.

ب- الضباب التأفقي Advection Fog:

ويحدث هذا الضباب عند تقدم هواء دافئ رطب نحو سطح بارد، فيؤدي هذا إلى تكاثف الهواء الرطب عندما تنخفض درجة حرارته لدرجة حرارة الندى التي تكون فوق الصفر المئوي. تقدم الهواء الدافئ الرطب نحو سطح بارد، يسمى تأفقًا؛ لهذا سمي هذا الضباب بهذا الاسم، وهو في الغالب يتكون فوق الأسطح المائية؛ لذلك يكون أكثف من الضباب الإشعاعي وغير مرتبط بساعات معينة من الليل أو النهار، ولا يؤثر فيه شروق الشمس كثيرًا.

ج-ضباب المنحدرات الجبلية Up Slop Fog:

يحدث هذا عندما يتصاعد هواء رطب من الأودية الدافئة نحو قمم الجبال الباردة بفعل تسخين السطح والتصاعد في الأودية، فيؤدي تكاثف هذا الهواء إلى حصول الضباب في الجبال والمنحدرات القريبة منها عندما يصل الهواء الصاعد إلى درجة حرارة الندى. وهو في الغالب يحدث ظهرًا عندما تُحمى الأودية، ويتصاعد هواؤها الدافئ نحو قمم الجبال الباردة.

د- ضباب الجبهات Frontal Fog:

عند مرور الجهات الهوائية يدفع الهواء البارد الهواء الدافئ الرطب إلى أعلى؛ حتى يصل ذلك الهواء المدفوع إلى درجة حرارة الندى أو يرتفع كثيرًا، فيحدث التكاثف، ويتكون الضباب الذي في الغالب لا يلامس السطح وهو أقل انتشارًا.

وهناك أنواع أخرى من الضباب، مثل: ضباب التساقط Precipitation Fog، وضباب التكاثف الذي يحدث فوق الأسطح المائية Evaporation Fog.

التكاثف العلوي Upper Condensation:

كما أن التكاثف يحدث عند السطح بصور متعددة كما أشرنا في الفقرة السابقة، فهو أيضًا يحدث بعيدًا عن السطح في طبقات الجو العليا ويختلف ارتفاعه بعيدًا عن السطح بحسب الظروف الجوية والديناميكية للهواء، ومن أهم مظاهر التكاثف العلوية: السحب، والمطر، والبرد، والثلج،

3 – السحب:

هي ذرات خفيفة وكثيفة من الماء والبلورات الثلجية في الهواء تكاثفت حول نويات التكاثف في الطبقات الوسطى والعليا من التروبرسفير , وقد يكبر حجم هذه الذرات إلى درجة لا تستطيع معها مقاومة الجاذبية فتسقط على هيئة مطر أو ثلج أو برد .

أنواع السحب

أهم خاصية للأرض هو وجود سحب تمتد من ارتفاعات قريبة للسطح إلى حوالي 20كم أحياناً ولكن أغلب السحب الممطرة لا تتعدى 12كم إلى 16 كم .

عوامل تكوين السحب :

1- Mechanical ⟵ Orographic

2- Dumunical ⟵ (A) Fronts

3- Convergence ⟵ (B) Convection

4- Cooling of Air

والقاعدة التي اتبعت في تقسيم السحب هي ما أقترح بناء على الشكل Howard الذي استخدم أربعة أسماء لاتينية هي :

ركامية

(A) Cumulus

طبقية

(B) Stratus

Cirrus ريشية

(C) Cirrus

أي سحب ممطرة من الأنواع السابقة

(D) Nimbus

ويمكن دمج أكثر من نوع ليعطي نوع مختلف من السحب مثل طبقية ممطرة nimbus stratus

بناءاً على ماتقدم تقسم السحب إلى أربعة أنواع رئيسية حسب ارتفاعها عند سطح الأرض وشكلها:

أ- سحب مرتفعة وهي ما بين 20-35 ألف قدم وهي تنقسم إلى:

- cirrus Ci سحاب
- cirrostratus Cs سحاب طبقي
- cirrocumulus Cc سحاب ركامي

وهذه السحب توجد بشكل خاص في المناطق الحارة وأغلبها بلورات ثلجية لذلك يغلب عليها اللون الأرضي الخفيف الرئيسي.

ب- سحب متوسطة الارتفاع مابين 7000 تقريباً إلى 20,000 قدم وهي نوعين رئيسيين:

- Altostratus As سحب ركامية متوسطة الارتفاع
- Altocumulus Ac سحب ركامية متوسطة الارتفاع

وهي طبقات متجانسة الشكل والتركيب وهي ذات لون رمادي وهي غالباً تكون مصاحبة لأمطار خفيفة ولكن مستمرة لأنها من ظواهر الجبهة الدافئة.

ج- السحب المنخفضة من السطح إلى 6500 قدم وتشمل

- Stratocumulus Ss طبقة ركامية

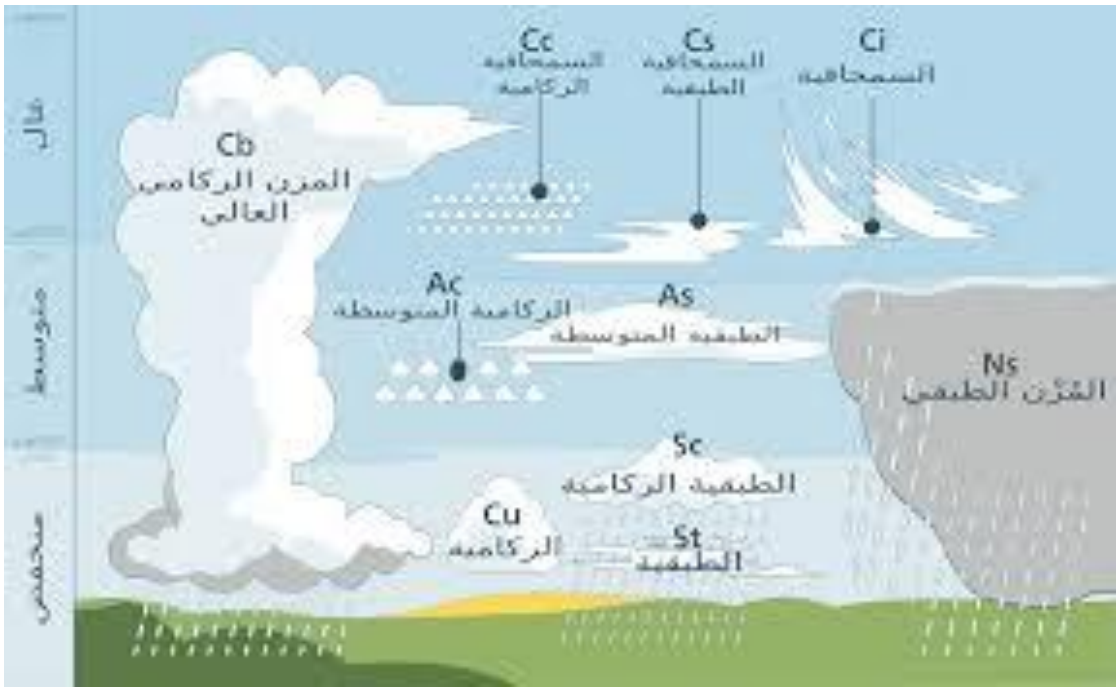
طبقة – Stratus St

طبقي مزني ممطر – Nimbostratus Ns

د- سحب النمو الرأسي وهي مابين 3000 إلى 16000قدم وقد تمتد أحياناً إلى أكثر من 20,000 قدم وهي نوعين:

ركامية – Cumulus Cm

مزن ركامي – Cumulonimbus Cb

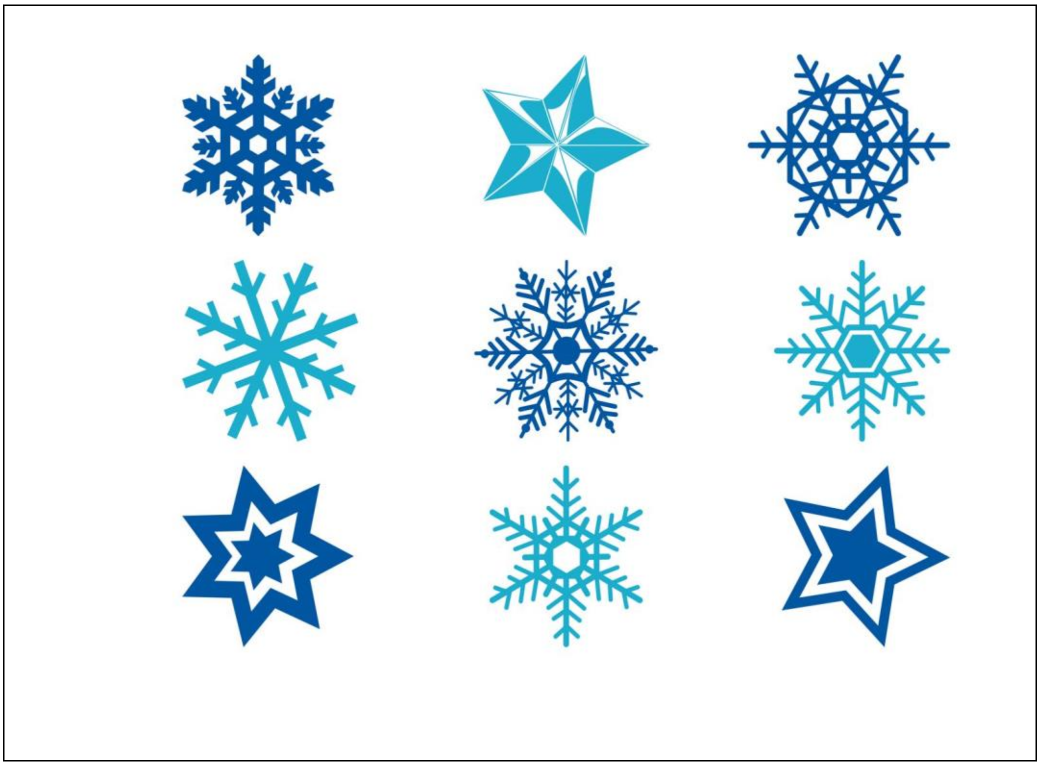


ب- الثلج Snow:

الثلج مظهر من مظاهر التكاثف العلوي، وهو ثاني أهم مظهر من مظاهر التساقط بعد المطر، وهو يحدث في مناطق كثيرة من العالم خاصة في العروض العليا والقطبية والمرتفعات في العروض الوسطى. والثلج مصدر مهم للماء العذب على سطح الأرض، ويكثر تساقطه في فصل الشتاء حيث تقل درجة حرارة طبقات الجو العليا وعند السطح. كثافة الثلج أقل بكثير من كثافة قطرات المطر، فيقدر أن قطرة مطر تعادل حوالي عشر ندفات ثلج من حيث كمية الماء فيها. والثلج يأتي على هيئة ندفات ثلجية كرستالية يختلف حجمها وشكلها وما تحويه من ماء، ويعتمد هذا على درجة الحرارة وكمية بخار الماء في الجو وسرعة الرياح. يبدأ تكون ندفة الثلج بتكاثف بخار الماء حول نواة تكاثف ثلجية في سحب ذات انخفاض كبير في درجة الحرارة، فتتكون ذرة ثلج صغيرة، هي ذرات ماء فوق متجمد يحيط بها بخار ماء؛ ولأن ضغط بخار الماء في تلك الأبخرة أكثر منه في الذرة الثلجية السابقة الذكر بدرجة كبيرة، يبدأ بخار الماء بالتكاثف حول تلك الذرة بشكل بطيء وغير عنيف، فتكبر هذه الندفة، وتأخذ شكلًا نجميا كرستاليًا سداسي في الغالب وخفيف الوزن وقليل الكثافة المائية وذا لون أبيض (شكل 8.4).

عندما تكبر تلك الندفة وتثقل يبدأ السقوط بشكل بطيء مقارنة بحبات المطر والبرد الثقيلة، وفي أثناء السقوط ترتفع درجة حرارتها وتتكاثف حولها كمية أخرى من بخار الماء فتنشأ فروع لهذه الندفة فتكبر مع استمرار السقوط لتصبح نوبات ثلجية لندفة أخرى لتتكون، وهكذا ينمو الثلج أكثر. وتحتاج البلورة الثلجية لدرجة حرارة مقدارها 12 درجة تحت الصفر أو أقل؛ لذلك أغلب السحب الشتوية تتكون منها ذرات ثلج أكثر من حبات المطر. كثير من هذه الندفات الثلجية تصل للأرض على هيئة حبات مطر، ولكنها تذوب إذا كانت المسافة بين قاعدة السحابة وسطح الأرض كبيرة والطبقة الهوائية بينهما عميقة

ودافئة؛ لذلك نجد أن أغلب التساقط الشتوي فوق الجبال العالية يكون على هيئة ثلج، حيث يقل عمق تلك الطبقة بشكل واضح.



شكل 8.4. ندفات الثلج و اشكلها النجمية.

المصـــدر:

https://static.vecteezy.com/system/resources/previews/000/078/056/original/vector

وفي أغلب الأحيان يكون التساقط ثلجيًا إذا كانت درجة الحرارة السطحية والهواء الذي فوقها يقل عن 5 درجات مئوية. والكثير يخلط بين البرد والثلج، فحبات البرد أكبر وزنًا، وأكثر كثافة، وصلبة، ودائرية بيضاء، وتحوي ماء أكبر؛ أما ندفات الثلج فهي خفيفة، وقليلة الكثافة، وهشة، وليست صلبة، وغير دائرية الشكل، وذات شكل كرستالي، وتحوي كمية ماء أقل من حبة البرد، وسقوطها خفيف، كما أن الثلج لا يحدث معه أضرار، مثل تلك التي تصاحب نزول البرد، مثل: تكسير المنشآت، وقتل الحيوانات وأحيانًا الإنسان، وتهشيم المحاصيل الزراعية، وغيرها. والثلج في الغالب يسقط في مناطق باردة شتاء، فيبقى على صفته الثلجية، ولكنه في الغالب يذوب في الربيع والصيف، فيمد الجداول

والأنهار بكمية كبيرة من الماء، وتستفيد منه التربية والمزروعات والنباتات الطبقية. أما أهم أضراره فهي تأثيره في المواصلات، وانسداد الطرق، وتعطيل حركة السير أحيانًا.

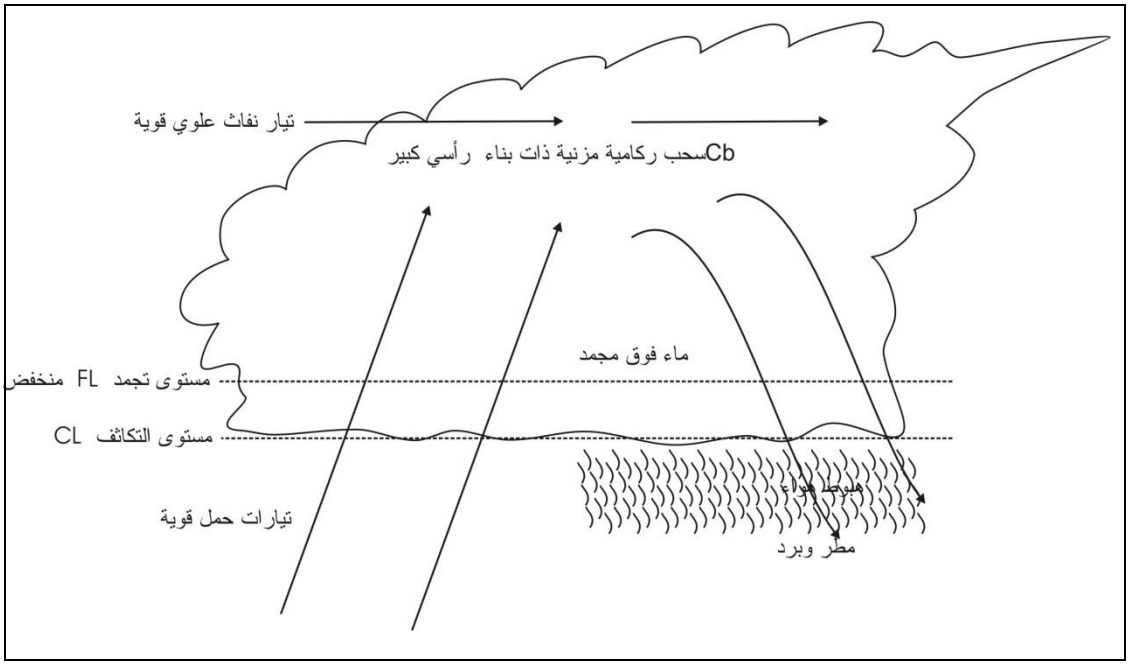
ب- البرد Hail:

البرد أحد مظاهر التكاثف العلوية، وهو حبات ثلجية دائرية تقريبًا وصلبة، تتكاثف على هيئة حلقات دائرية ذات مركز واحد، وقد يصل قطر تلك الحبة 5سم أو أكثر أحيانًا، وقد تكون حبات صغيرة فيكون قطرها 0.5سم، وسبب صلابتها هو ديناميكية تكونها وتجمدها السريع حول نوبات التكاثف والالتصاق السريع جدًّا والعنيف لبخار الماء بحبة البرد عند صعودها وهبوطها في السحابة. العواصف الرعدية التي يحصل معها البرد تسمى عاصفة البرد (Hail Storms)، والحلقات التي تتكون حول حبة البرد تكون على هيئة حلقات متعاقبة، إحداها شفافة والأخرى غير شفافة (شكل9.4)، وعندما تصل حبة البرد لأحجام كبيرة فإنها تشكل خطرًا في أثناء سقوطها على الإنسان وممتلكاته والمزروعات والحيوانات، ويعتمد ذلك على حجم حبة البرد. في الولايات المتحدة أقر نظام عام 2010 للإنذار المبكر، بحيث يحذر من عاصفة البرد إذا كان قطر حبة البرد المتوقع فيها يتجاوز 0.25 سم، ويعد هذا التحذير مكتب التوقعات الجوية NWS. وقد يصل حجم حبة البرد أحجام كبيرة ففي 23 يوليو 2012 سقطت حبات برد وصل وزن بعضها إلى حوالي 1.6كجم في داكوتا الجنوبية.

شكل 8.5. يبين حجم لحبات البرد و شكلها.

المصجر: https://www.wecatchfraud.com/wp-content/uploads/2013/07/hail.jpg

وهناك نظريتان لتكون البرد: فالأولى قديمة وتقول: إنها تتكون من خلال وجود حبات مطر فوق متجمد درجة حرارتها أقل من الصفر المئوي، وقد تصل 10 درجات تحت الصفر أو أقل دون أن تتجمد لقلة نويات التجمد في السحاب، وعندما ترتفع تلك القطرات إلى أعلى بوساطة تيارات الحمل تقابل أحيانًا نويات تكاثف ثلجية وتتجمد بسرعة، وتستمر هذه الحبة من البرد في الصعود بوساطة تيارات الحمل. وعندما تصعد إلى أعلى السحابة يضعف التيار فتسقط تلك الحبة مرة أخرى، ولكن يقابلها التيار الصاعد فيدفعها إلى أعلى مرة أخرى ثم تهبط، وقد تدور بهذا الشكل صعودًا وهبوطًا إلى أن تصل لوزن لا يستطيع التيار حملها فتسقط إلى سطح الأرض، وكلما كان التيار قويًا والبناء الرأسي للسحابة كبيرًا كان حجم حبة البرد أكبر والعكس صحيح(شكل 8.6).



شكل 8.6. ظروف تكون البرد. إعداد المؤلف.

أما النظرية الثانية لتكون البرد فهي جديدة، خرج بها ريان وهوليو عام 2004 في أثناء بحثهما عن تساقط البرد في البرتا في كندا. وتقول نظريتهما: أن النظرية الأولى سابقة الذكر ليست صحيحة بالضرورة، وفسروا أن تكرر طبقات ذات مركز واحد وحلقات بعضها شفافة يليها طبقة أخرى غير شفافة، هو أنه بعد التكاثف السريع لقطرات الماء ولنواة التكاثف تدفع تلك القطر إلى أعلى بوساطة تيار حمل بسرعة قد تصل 80كلم في الساعة، وعندما يضعف التيار أعلى السحابة تهبط حبة البرد وفي أثناء هبوطها تمر بمنطقة ذات تركيز متباين من الماء فوق المجمد وبخار الماء، فعند مرورها بماء فوق متجمد فإنها تلتقط الماء بسرعة فيتجمد حولها بسرعة على هيئة طبقة شفافة أما عندما تمر هذه الحبة ببخار الماء فإن هذا البخار يتكاثف على هيئة طبقة متجمدة بسرعة حول حبة البرد مشكلاً طبقة غير شفافة بيضاء، وتستمر هذه الحبة بالهبوط غير السريع؛ لأن تيارات الحمل الصاعدة تقلل من سرعة البهوط، وبهذا تتكون في حبة البرد تلك الطبقات الشفافة وغير الشفافة وتصبح الحبة صلبة. هذا هو التفسير وليس سبب تكون تلك الطبقات المتعاقبة هو الصعود والهبوط المتكرر لحبة البرد في السحابة (Pyavanal Tullos 2004) كما تقول النظرية الأولى. وقد بين (pyar undjullos) نظريتهما على دراسات ميدانية حقلية مبنية على الملاحظة. وتقول النظرية حجم حبة البرد يعتمد على

توفر الماء فوق المتجمد وعمق السحابة وقوة التيارات الحاملة، كما أن سرعة حبة البرد وتوفر الماء فوق المتجمد وبخار الماء يحدد سماكة تلك الطبقات. وقد تلتصق حبات البرد مع بعضها في أثناء السقوط مكونة حبات برد كبيرة غير منتظمة الشكل. وعندما تهبط حبة البرد وتتعدى منطقة الصعود والتيارات الصاعدة، فإنها تدخل في منطقة هبوط هوائي فتهبط بسرعة وشدة إلى سطح الأرض مسببة أحيانًا أضرارًا بشرية وأضرارًا على الحيوانات وأضرارًا مادية متعددة.

سحب عواصف البرد ذات البرد الكبير في الغالب ذات قمم عالية تصل أحيانًا إلى 15 كم أو أكثر، وفي أثناء هبوط حبة البرد للسطح قد تمر بطبقة دافئة فتذوب وتصل إلى الأرض على هيئة قطرة مطر، ويعتمد ذلك على عمق الطبقة الدافئة ودرجة حرارتها وحجم حبة البرد. وقد تصل أحيانًا كحبة صغيرة تختلف عن حجمها الأول قبل البهوط؛ لذلك نادرًا ما نجد برد في المناطق الاستوائية لبعد خط التجمد من السطح وعمق الطبقة الدافئة وارتفاع درجة الحرارة عدا عن بعض المناطق الاستوائية الجبلية التي يحدث فيها البرد لعدم عمق الطبقة الدافئة بين قاعدة السحابة وسطح الأرض، فلا يكون هناك وقت كاف لذوبان حبة البرد قبل وصولها للسطح.

وأيضًا لا يتكون البرد في المناطق القطبية لعدم وجود تيارات حمل صاعدة، والسحب الطبقية في الغالب ليست ذات امتداد رأسي كبير. أفضل مناطق تكون البرد هي العروض الوسطى، حيث يكون ارتفاع مستوى التجمد 3.5كم أو أقل، ويكون هناك تيارات حمل قوية بسبب الحملان أو وجود الجبهات الباردة بكثرة في تلك المنطقة، والذي يؤدي إلى سحب ذات بناء رأسي كبير، ووجود تيارات هوائية شديدة تساعد على عملية التصاعد وتكون البرد، وتضعف فرصة تكون البرد إذا كانت درجة حرارة السحابة أكبر من 30 درجة مئوية تحت الصفر في جزئها السفلي، حيث يكون الماء فوق المتجمد شحيحًا. المرتفعات الجبلية في العروض الوسطى هي أكثر المناطق التي يتكون فوقها البرد، حيث تتوفر كل الظروف المناسبة لتكون البرد من رفع ميكانيكي وما فوق المتجمد وضحولة الطبقة الدافئة تحت السحابة.

وسرعة البرد في أثناء الهبوط تعتمد على حجمها، أو احتكاكها وكثافة الهواء ورطوبته، وسرعة الرياح واتجاهها، ومقدار الذوبان. فحبة البرد الكبيرة ذات القطر 5سم تكون ذات سرعة عالية تصل إلى 110كم في الساعة أو أكثر؛ لذلك يكون ضررها أكبر لكبر حجمها وسرعة هبوطها.

نظم التساقط من حيث الوقت والتساقط والفصلية

قبل التحدث عن الأقاليم المناخية للعالم يستحسن التحدث عن ذكر نظم المطر .
كما ذكرنا سابقاً المطر ينشأ بسبب ثلاث أسباب رئيسية هي :

أ- الأمطار الانقلابية أو تيارات الحمل.

ب- الأمطار التضاريسية.

ج- أمطار الجبهات

د- أمطار الندى المباشر.

وكل هذه الأنواع تكون نظم عالمية عديدة هي حسب: الفصل، الموقع، دينمكية التكوين، نوع التساقط.

1- النظام الاستوائي Equatorial System

الموقع ش وج وأمطار طول الفصل العام مع قمتين في الربيع والخريف وأغلب أمطاره تسقط بعد الظهر وسحبة من النوع تيارات دينمكية الحمل والنوع التساقط مطر.

2- النظام المداري الرطب Tropical System

5-15 ش و ج شرق القارات وتكون الأمطار غزيرة بسبب الرياح التجارية الموسمية وفي هذا النظام فصل شبه جاف شتاءاً وتسقط الأمطار بغزارة صيفاً ويعرف هذا النظام في أفريقيا باسم النظام السوداني وهذا ناتج عن كون تلك الأماكن تقع صيفاً على خط الاستواء الفعلي والذي يتحرك مع حركة الشمس الظاهرية وآلية التساقط تيارات حمل والنوع مطر.

3- النظام الموسمي Monsoon System

ترتبط أمطار هذا النظام بالرياح الموسمية وهي أمطار خفيفة خاصة من مايو إلى نوفمبر مع قمة في يوليو وأغسطس مع معدل أكثر من 55 سم. وهذا النظام في جنوب شرق آسيا وشرق الصين.

- إذاً فهذا النظام هو نظام يقع شرق القارات والتي رياحها التجارية تكون ذات مصدر بحري رطب أم غرب القارات فرياحها التجارية هي ذات مصدر قاري جاف. لذلك تقابل مكان الرياح الموسمية في غرب القارات مناطق صحراوية وهي الصحاري المدارية الحارة والجافة والدينميكية هي حرارية وميكانيكية والتساقط مطر.

4- نظام البحر المتوسط Mediterranean System

وهو منطقة انتقالية تقع بين العروض المدارية جنوباً والعروض المعتدلة شمالاً بين 30-40 ش و ج في غرب القارات.

وهذه المناطق تتعرض لرياح عكسية ممطرة في فصل الشتاء ولكن فصل الصيف جاف لهبوب الرياح التجارية على تلك المناطق وزحف نطاق الصحاري المدارية لهذا النطاق ودينمكية التساقط هنا هي جبهات ونوع التساقط مطر وثلج أحياناً خاصة في المناطق الداخلية الجبلية.

5- النظام الصيني China System

هذا يقع في نفس خط عرض نظام البحر المتوسط ما بين 30- 40 ش و ج ولكن في شرق القارات وهو يتمثل بصورة جيدة في شرق الصين. والأمطار هنا هي أمطار صيفية بفعل الرياح الموسمية الشرقية وهي غزيرة أم فصل الشتاء فهو جاف نسبياً والدينمكين هنا هي تيارات حمل وتساقط أمطار.

6- نظام غرب أوربا Europe System

وهذا يقع في العروض المعتدلة فيوازي نظام البحر المتوسط بين دائرتين عرض 40-60 ش وج غرب القارات, والأمطار هنا طوال العام بسبب الرياح العكسية الغربية الإ أنها تكون ذات قمة في فصل الشتاء والخريف وتقل صيفاً خاصة كلما اتجهنا جنوباً (في

نصف الكرة الشمالي) وتكون الأمطار أغزر في المناطق التي تؤثر عليها منخفضات جوية قوية أو فيها جبال مواجهة للرياح العكسية مثل شمال غرب الولايات المتحدة, والدينمكية هنا جبهات والتساقط مطر وثلج خاصة في المناطق الداخلية والجبلية.

7- نظام وسط وشرق أوربا:

وهذا في نفس درجة عرض النظام السابق ولكن يقع شرقه وهو داخلي. وتقل الرياح الغربية شبه جافة والأمطار هنا انقلابية صيفية ولكن كمياتها ليست كبيرة. كما أن هذا النظام يتأثر شتاءاً بالعواصف الغربية في تسقط أمطار وثلوج بكميات أقل من تساقط الصيف ويتمثل هذا النظام في وسط أوربا وشرقها وجنوب سيبريا والسهول الوسطى لأمريكا الشمالية.

8- النظام شبه القطبي والقطبي Polar and Simi polar System

وهو يمتد من 66 ش إلى الدائرة القطبية شمالاً وجنوباً. ويقع معظم أيام السنة تحت تأثير الرياح القطبية الجافة والباردة ويتعرض هذا الإقليم (خاصة جنوب نصف الكرة الشمالي) إلى أمطار صيفية ناتجة عن الجبهة القطبية أما شتاءاً فهو شبه جاف والتساقط يكون ثلج والدينمكية جبهات هادئة والتساقط بشكل عام قليل.

الأقمار الصناعية والمناخ
Slime and Satellites

أول قمر صناعي مناخي هي Tiros 1 أطلق عام 1961 والأقمار الصناعية ساهمت مساهمة فعالة في خدمة الطقس والمناخ. والأقمار الصناعية هي نوعين رئيسيين هما:

أ – الأقمار الصناعية ذات المدار القطبي Polar Satellite

وهي أقمار ذات مسار طولي في قطب منحدر على أبعاد معينة وهي تقوم بسير وتصوير ليلي ونهاري فالأول بواسطة الأشعة تحت الحمراء والثاني بالأشعة المرئية IR VS Vis .

وترسل تلك الأقمار صورها إلى أجهزة استقبال أرضية تعرف باسم A.P.T وهذه المعلومات تشمل معلومات هائلة عن السحب, درجة الحرارة .....الخ في طبقات مختلفة من الغلاف الجوي, والقمر ذو المدار القطبي ليس شديد الارتفاع فهو يتراوح ما بين 700 كم إلى 800كم وهي تدور بزاوية مقدارها حوالي 50 درجة بالنسبة لخط الاستواء وهذه الأقمار ذات المسار القطبي عديدة منها: , ,NOAA , ITOS, Tiros Nimbus الأمريكية و Cosmos والروسي و Metor الروسي.

ب – الأقمار الثابتة Stationary Satellite GOES

وهي أقمار صناعية ذات مدار مساري لمدار وسرعة الأرض بغرض التقاط صور لنفس المنطقة الطبقة مستمرة وهي ذات مسار ثابت على خط الاستواء على ارتفاع 3600 كم وتدور بسرعة 1100كم/ س (سرعة دوران حول الأرض عند ارتفاع 3600 كم) وهي تلتقط صور مرئية Vis و IR على خط الاستواء.

ج- Goes الرئيسي في العالم أقمارها اثنان للولايات المتحدة على خط طول 60 غ والروس على خط طول 70س, Gms الياباني على خط طول 150 ش, Meteosat الأوربي على خط طول صفر والقمر الهندي.

- آلية التقاط صور الأقمار الصناعية الطقسية:

في الواقع جميع Remote System يعتمد وبشكل رئيسي على قياس

Electromagnetic Radiation الإشعاع الكهرومغناطيسي الذي يطلق, يعكس, أو يتبعه بواسطة الغلاف الجوي أو سطح الأرض وقياسه يمكن من معرفة الخصائص الطبيعية للغلاف الجوي وسطح الأرض .

على كل حال يمكن أن نقسم صور الأقمار الصناعية إلى قسمين رئيسيين هما:

أ- صور الأشعة المرئية Visible Images

وهي تصوير للأشعة القصيرة الموجة المعكوسة من الهدف. إذاً هي تصوير لا البيئة والهدف Allebo. هذا يعني أن في صورة Vis يكون الساطع الناصع تمثل منطقة عكس كبير Strong Reflection والعكس صحيح.

ب- صورة الأشعة تحت الحمراء IR Imagery

هنا أجهزة الاستشعار تقيس الطاقة المطلقة وليست المعكوسة Emated Energy من الهدف وكمية الطاقة المطلقة تعتمد على درجة الحرارة. ولذلك طول الموجة يعتمد أيضاً على درجة حرارة الجسم. وعلى العكس من الأشعة المرئية التي تكون ما بين 0.40-0.70 ميكرون فيكون, الأشعة تحت الحمراء تكون ما بين 20-8 ميكرون. وحرر IR توضح الأماكن الباردة أو ذرات الإشعاع المطلق الأقل على أنها بيضاء, أما المناطق الدافئة في تمثل بالشكل الداكن وهذه الخاصية تمكن التفريق بين Vis و IR وإن كانت قمة السحب تبدو بيضاء ناصعة وكل النوعين. ومن أهم خصائص صور GOES

1- توفير صور متحركة عن طريق Image Loping

2- توفير متابعة الأنظمة المناخية.

- ما يمكن تحديده بواسطة صور القمر الصناعي:

إن أهم تصرف صور القمر الصناعي هو السحب والتي بواسطتها يمكن تحديد العديد من الظواهر المترلورية, ولكن هناك العديد من الأشياء التي يمكن أن توضحها صور الأقمار الصناعية.

- ومعلومات الأقمار الصناعية:

مثل : مناطق العواصف الرعدية, مناطق الجبهات الباردة, مناطق الأمطار الغزيرة, مناطق الثلج, مناطق الضباب, المناطق الدافئة والباردة على سطح المحيطات بالإضافة إلى كونها تسجل الرطوبة النسبية والحرارة والضغط الجوي .....الخ في ارتفاعات مختلفة.