المحاضرة الاولى

مقدمة .. دراسة المناخ في الجغرافيا

يدرس الجغرافيون المناخ بإعتباره فرعاً من أفرع الجغرافيا الطبيعية، ويعتمدون فى ذلك على أن تفسير المناخ ومعرفة ماهيته تتدرج فى سياق جغرافى من نقطة البداية وهى الطاقة الشمسية التى تنطلق خلال طبقات الغلاف الجوى نحو الأرض فيمتص نصف كميتها فقط داخل الغلاف الجوى يمثل مصدر تسخين الغلاف الجوى، ثم يصل النصف الآخر من كميتها إلى سطح الأرض الذى يمتصه ويعيد بثه مرة أخرى إلى الغلاف الجوى فيتسبب فى تسخين الهواء أيضاً، وتتفاوت كمية الطاقة المنبعثة من سطح الأرض نحو الغلاف الجوى وبالتالى درجة تسخين الهواء تبعاً لتفاوت خصائص سطح الأرض وموضع الأرض فى مدارها حول الشمس، ولذلك فعملية التسخين هذه تختلف مكانياً وزمانياً على مستوى سطح الأرض، ويكون من مؤثراتها الأفقية تفاوت الضغط الجوى وتحرك الهواء أفقياً (الدورة الهوائية)، ومن مؤثراتها الرأسية تحرك الهواء رأسياً وهو ما يسبب التبخر، الرطوبة، التكاثف، التساقط (الدورة المائية).

وبمعنى آخر يكون من محصلة الانتقالات فى الطاقة الشمسية بين الغلاف الجوى وسطح الأرض والعكس أن تتشكل العناصر الجوية مثل الحرارة، الضغط الجوى، الرياح، التبخر، الرطوبة، التكاثف، التساقط، وتأخذ صفات تتفاوت مكانياً وزمانياً يمكن قياسها وتسجيلها على شكل بيانات رقمية يستعان بها فى وصف حالة الجو السائدة بكل مكان على سطح الأرض[1]. فإذا وصفت حالة الجو اعتماداً على البيانات المسجلة خلال ساعات من اليوم أو يوم كامل، أو بضعة أيام خلال الأسبوع (فترة قصيرة) عرف ذلك بأحوال الطقس Weather، وإذا وصفت حالة الجو إعتماداً على متوسطات البيانات المسجلة خلال الشهر أو الفصل أو السنة أو عدة سنوات (فترة طويلة) عرف ذلك بأحوال المناخ Climate.

فمناخ أى منطقة إذن هو تجميع إحصائى لخصائص الطقس السائدة بها الناتجة بفعل سلاسل من الانتقالات والتغيرات فى الطاقة داخل الغلاف الجوى

---

(١) Atkinson, B.W., & Others., The Encyclopedic Dictionary of Physical Geography, Great Britain, 1994, p. 94.

وبينه وبين سطح الأرض[١]، خلال فترة كافية من الزمن قد تكون شهراً أو فصلاً أو سنة أو سنوات متعددة. وتعرف دراسة الظواهر الجوية فى فترة كافية من الزمن خاصة ما يتعلق منها بسطح الأرض بعلم المناخ Climatology[٢]. وبصيغة أخرى يهتم علم المناخ بدراسة وتحليل وتفسير النتائج المناخية التى يستخرجها من متوسطات أو معدلات الإحصاءات الجوية وذلك فى ضوء العوامل المؤثرة فيها سواء جاءت تلك العوامل أو الضوابط من الغلاف الجوى أو من الغلاف الصخرى أو من الغلاف المائى أو الغلاف الحيوى[٣]. كما يشمل التحليل والتفسير استخدام القوانين الرياضية الطبيعية وإلقاء الضوء على أسباب المناخ الماضى والحالى[٤].

ويهتم علم المناخ بشكل أساسى بدراسة العناصر الجوية فى الطبقة السفلى للغلاف الجوى (التروبوسفير) وبخاصة الجزء الأدنى منها الملامس لسطح الأرض بسبب ما لها من علاقات مباشرة وغير مباشرة بكل المظاهر الطبيعية والحيوية والبشرية على سطح الأرض[٥]، وهو يعنى بذلك بتعريف القيمة الجغرافية للظاهرات الجوية وأثر الظروف الجغرافية المختلفة فيها[٦].

فالعلاقة متبادلة إذن بين سطح الأرض بما عليه من ظاهرات مختلفة (مجال دراسة علم الجغرافيا) والظواهر الجوية (مجال دراسة علم المناخ) المحيطة به، بل أن الظواهر الجوية تدخل ضمن عناصر البيئة الطبيعية التى تهتم بدراستها الجغرافيا الطبيعية، ومن هنا جاء اعتبار علم المناخ أحد أفرع الجغرافيا الطبيعية[٧]. يضاف إلى ذلك ويؤكده أن توزيع معدلات البيانات المناخية على سطح الأرض وتمثيلها على خرائط متنوعة، وتقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية هى من

---

(١) Sellers, A., & Robinson, P.J., Contemporary Climatology, New York, 1986, p. 5.

(٢) يوسف عبد المجيد فايد، جغرافيا المناخ والنبات، دار النهضة العربية، بيروت، ١٩٧١، ص ١٢.

(٣) جودة حسنين جودة، الجغرافيا المناخية والحيوية، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية ١٩٨٩، ص ص ١، ٢.

(٤) Athkinson, B.W., & Others., op. cit., p. 97.

(٥) عبد العزيز طريح شرف، الجغرافيا المناخية والنباتية، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية ١٩٩٩، الطبعة الحادية عشرة، ص ٣٧.

(٦) على على البنا، أسس الجغرافيا المناخية والنباتية، دار النهضة العربية، بيروت، ١٩٩٧٠، ص ٢٠.

(٧) حسن سيد أحمد أبو العينين، أصول الجغرافيا المناخية، دار النهضة العربية، بيروت، الطبعة الثالثة، ١٩٨٥، ص ١٥.

الوظائف الجغرافية وكثيراً ما تعرف الجغرافيا على أنها علم التوزيعات، وخرائط المناخ ما هى إلا خرائط توزيعات(١).

ويشترك مع علم الجغرافيا فى دراسة ظواهر الغلاف الجوى فرع آخر من علوم المعرفة هو علم الأرصاد الجوية Meteorology الذى يعرف بأنه علم الغلاف الجوى(٢) فهو يرصد ظواهر الغلاف الجوى والأنشطة المصاحبة لها فى طبقات الغلاف الجوى المحيط بالأرض ويتعدى ذلك ليشمل الأغلفة الجوية المحيطة بالكواكب الأخرى وبخاصة التى رصدتها الأقمار الاصطناعية (٣)، ويلى عملية الرصد والتسجيل مرحلة تفسير طبيعة و كيميائية وديناميكية الغلاف الجوى Physical, Chemistry, and dynamics of the Atmosphere(٤)، بإستخدام أجهزة المختبرات والقوانين الرياضية الفيزيائية، وقوانين الكهربية والصوت والحركة والرؤية، والتنبؤ بخصائصها، وبمعنى آخر فإن علم الأرصاد الجوية يرتكز على عمليات رصد عناصر الغلاف الجوى مستخدماً الوسائل التكنولوجية (أجهزة الرصد) المناسبة لكل عنصر، وإعداد البيانات الخاصة برصد كل منها، وتحليل هذه البيانات لتحديد سلوك كل عنصر من عناصر المناخ فى ضوء قوانين الفيزياء الجوية Physical Meteorology، مثل الديناميكية، والديناميكية المائية، والديناميكية الحرارية، وقوانين الجاذبية، الضغط، قوة دوران الكرة الأرضية، قوة الاحتكاك، وميكانيكا الطاقة(٥). ثم دراسة الخصائص الكيميائية للغلاف الجوى Chemical Meteorology من حيث تصنيف غازات الغلاف الجوى، نسبتها، إختلاطها، تفاعلاتها، دورة كل منها، وحالات توازنها.

إذن دراسة المناخ فى علم الجغرافيا (الجغرافيا المناخية) وعلم الأرصاد

---

(١) يوسف عبد المجيد فايد، خرائط الطقس والمناخ بين الميترولوجيا والجغرافيا، مجلة الجمعية الجغرافية العربية، السنة الأولى، العدد الأول، ١٩٦٨، ص ٧٤.

(٢) Cole, W.F., Introduction to Meteorology, USA., 1980, p. 2.

(٣) Athkinson, B.W., & Others., op. cit., p. 333.

(٤) Cole, W.F., op. cit., p. 2.

(٥) Athkinson, B.W., Dynamical Meteorology, an introductory selection, New York, 1981, p. vi.

الجوية مشتركان فى حقل دراسى واحد، مختلفان فى المنهج، ولكنهما يكونان معاً كياناً علمياً متكاملاً، فجغرافية المناخ تعتمد بشكل أساسى على نتائج علم الأرصاد الجوية وأن تطور علم الأرصاد الجوية وتكنولوجيا الأرصاد هو أحد الأمور التى تدفع جغرافية المناخ نحو التطور والتوسع فى دراسة أدق المشكلات الجغرافية المتعلقة بالمناخ وأن المشكلات الجغرافية تدفع علم الأرصاد الجوية لدراسة عناصر مناخية محددة متعلقة بالمشكلة وفى أماكن وأزمنة معينة، وهو ما يؤكد على أن دراسة المناخ فى علم الجغرافيا يجب أن تكون على صلة مستمرة بالدراسات الميتورولوجية لكى يسهل إستخلاص النتائج المتعلقة بمحاور البحث الجغرافى المناخى.

وقد ارتبط تطور علم الجغرافيا المناخية بزيادة القدرة على ملاحظة الغلاف الجوى وتسجيل تغيراته وتوافر المعلومات الأساسية التى تؤهل لفهم كيفية عمل الغلاف الجوى وتفسير الأنظمة المناخية التى تختلف من وقت إلى آخر ومن مكان إلى آخر، وهو ما يوفره علم الأرصاد الجوية اليوم برصد عناصر الجو بواسطة الأقمار الاصطناعية من مسافات رأسية بعيدة توفر رؤية مركبة لعناصر الجو وما ينتابها من تغيرات تتأثر بالتغير الذى ينتاب مظاهر جغرافية كبرى مثل البحار والمحيطات، الجليد البحرى، تراكم الثلوج، نسب الغازات المكونة للغلاف الجوى – على سبيل المثال لا الحصر – وأثر ذلك على عمليات تدفق الطاقة الشمسية بين الغلاف الجوى وسطح الأرض. وبذلك تطورت دراسة المناخ من مجرد ملاحظات أرضية للظواهر الجوية فى مناطق معينة على سطح الأرض إلى دراسات شاملة تصف ملامح كل ظاهرة وتفسر نظامها وتحلل نتائجها وتوزع أنماطها وتوسع مجالها لكى تغطى الكرة الأرضية بأشملها حتى فى نطاقات إقليمية كان من الصعب الوصول إليها والرصد عندها بأكملها.

فجغرافية المناخ اليوم دفعها تطور وسائل المعرفة الجغرافية والتكنولوجيا الحديثة للأرصاد الجوية، والتقدم فى الأساليب التحليلية الكمية وبخاصة الآلية، واستخدام النماذج المناخية التى تأخذ شكل المعادلات الرياضية المستخلصة من القوانين الطبيعية لعناصر المناخ ومؤثراتها المتنوعة، ويوجه أهدافها أشكال النشاط البشرى وإقتصادياته وظهور المشكلات البيئية والتنبؤ بالنظام المناخى المستقبلى. ويمكن التعرف على مظاهر التطور الكبير الذى إنتاب منهج الدراسة فى الجغرافيا المناخية من خلال تتبع المحاور الحديثة التى إشتملت عليها الدراسات الجغرافية المناخية وبخاصة فى الربع الأخير من القرن العشرين السالف. وهى كالآتى:

١- إستخدام الأساليب الكمية والنظم الجغرافية والنماذج الجغرافية:

وأدى ذلك إلى تحول المناخ من المنهج الوصفى إلى المنهج التحليلى للوصول إلى نتائج أدق وإبراز دور العوامل المؤثرة فى عناصر المناخ ومعالجة وتحليل العلاقة بين عناصر المناخ كمتغيرات تابعة ومكونات سطح الأرض كمتغيرات مستقلة.

٢- الاعتماد على البيانات المناخية بواسطة تحليل بيانات الأقمار الصناعية:

وذلك للحصول على بيانات مناخية كان يتعذر الحصول عليها من مصادر أخرى مثل رصد تدفق الطاقة والميزانية الإشعاعية، ورصد الميزانية المائية بين سطح الأرض والغلاف الجوى ونسب بخار الماء ومراقبة السحب وتصنيفها والأعاصير وأضداد الأعاصير، وتتبع الظواهر المناخية مثل النينيو، ثقب الأوزون، تلوث الهواء، تحرك الغبار والعواصف الرملية ولوافظ المصانع من الدخان وغيرها من المشكلات البيئية المناخية، ورصد درجة تركيز غازات الغلاف الجوى وبخاصة ثانى أكسيد الكربون، الميثان، ثانى أكسيد النيتروز، والأوزون.

ومن أهم الأقمار الاصطناعية المناخية أقمار National Oceanic Geostationary Operational Environmental Satellite and Atmospheric Administration (NOAA)، منظومة رصد الأرض Earth opservation system (EOS).

٣- دراسة التغيرات المناخية ومناخ المستقبل:

فقد تزايد الاهتمام بدراسة التقلبات المناخية Climatic Fluctuation والتغيرات المناخية Climatic Chachges الناتجة عن إستغلال الأرض والتزايد المستمر والتغير فى صور الأنشطة البشرية والتغير الذى حدث فى بعض العناصر المناخية مثل نسبة الألبيدو، نسبة ثانى أكسيد الكربون، طبقة الأوزون، الميزانية الحرارية لسطح الأرض، وأثر هذا التغير على الحياة الحيوانية والنباتية ومن قبلهما صحة الإنسان. فعلى سبيل المثال ظهرت دراسات تعالج مشكلة زيادة انبعاث غاز ثانى أكسيد الكربون نتيجة زيادة استهلاك موارد الوقود الأحفورى فى توليد الطاقة، وأثر ذلك على زيادة فعالية الاحتباس الحرارى وما يترتب على ذلك من مشكلات بيئية فى المستقبل مثل التغير فى مواسم النمو الزراعى، وتزحزح نطاقات الغابات الصنوبرية، وذوبان الجليد البحرى، والتغير فى معدلات البخر وكميات المطر، وغطاء السحب، ودراسات أخرى تعالج مشكلة ثقب طبقة الأوزون وعلاقتها بانبعاث غازات أكاسيد النيتروجين والكلورفلوروكربون، ودراسات أخرى تعالج مشكلة التلوث الهوائى وأثرها على الأمطار الحامضية.

٤- تطور الدراسات المناخية التطبيقية:

فقد اهتمت الدراسات الجغرافية الحديثة بدراسة الجوانب التطبيقية بين المناخ وبعض الظاهرات الطبيعية والبشرية وهو ما يعرف بعلم المناخ التطبيقى Applidd Climatology وتوضيح دور المناخ فى تطور الظاهرات الطبيعية ومظاهر النشاط البشرى وكذا دور الإنسان فى تغيير خصائص المناخ المحلى أو الإقليمى أو حتى العالمى، فعلى سبيل المثال تناولت بعض الدراسات ظاهرة التلوث الهوائى الناتجة بفعل اشتعال آبار البترول بالكويت خلال وبعد حرب الخليج الثانية عام ١٩٩١، وارتباط عملية تكوين التربة بالخصائص المناخية، وارتباط البورصات العالمية لأسعار المحاصيل الزراعية بالمخاطر المناخية المتوقعة للموسم الزراعى التالى، ودراسة المناخ الحضرى للمدن الكبرى وأثر المناخ على معدلات الوفيات، بالإضافة إلى دراسات الجيمورفولوجيا المناخية، وجغرافية الجفاف.

٥- دراسة ظواهر مناخية حديثة:

مثل ظاهرة النينيو El Niño، لانينيا La Niña، وهى ظاهرات تشبه الأعاصير المدارية ولكنها أعنف فى شدتها وتحدث فى ظروف مناخية معينة تتكرر فى فترات تتراوح بين ٢، ٧ سنوات.

٦- دراسة عناصر مناخية أخرى:

لم يعد الرصد المناخى قاصراً على عناصر المناخ المعروفة (الاشعاع الشمسى – الحرارة – الضغط الجوى – الرياح – التكاثف – التساقط) بل اتسع مجال الرصد ليشمل رطوبة التربة، حرارة التربة، تركز غازات الغلاف الجوى، الأمطار الحامضية، الطاقة الإشعاعية، الميزانية المائية، حركة الأعاصير، المدارية، مراحل تكون الأعاصير.

وبعد .. نخلص من العرض السابق إلى أن التطور الحديث فى جغرافية المناخ هو محصلة التطور الكبير فى طرق جمع البيانات وتحليلها وتوافر البيانات المناخية من مصادر أرضية، جوية، وفضائية وسهولة تحليلها بواسطة الحاسب الآلى بواسطة برامج تطبيقية متعددة ساعدت الدارسين فى الوصول إلى نتائج دقيقة أدت إلى زيادة الإدراك بالظواهر الجوية وزادت القدرة على تفسير مفاهيم جديدة أكثر دقة لتفسر علاقات النظام البيئى وتعكس استمرارية علمية لا حدود لها.

وسوف نستعرض فيمايلى دراسة كل عنصر من عناصر المناخ على حدة للتعرف على كيفية رصده وخصائصه وعلاقاته بسطح الأرض وتوزيعه الأفقى والرأسى وأثره فى تشكيل حالة الجو المؤثرة فى سطح الأرض.

الفصل الأول

الغـــلاف الجـــوى

- مقدمة.
- طبقات الغلاف الجوي وطبيعة مكوناتها الغازية.
  - طبقة الهوموسفير.
  - طبقة الهتروسفير.
- التقسيم الحراري لطبقات الغلاف الجوي.
  - طبقة التروبوسفير.
  - طبقة الاستراتوسفير.
  - طبقة الميزوسفير.
  - طبقة الثرموسفير.
- الخصائص العامة لطبقة التروبوسفير.

مقدمة..

يغلف كوكب الأرض غلافاً غازياً عديم اللون – يرتبط بالأرض بفعل الجاذبية الأرضية– يعرف بالغلاف الجوى The Atmosphere يدرأ عنها غوائل أشعة الشمس المهلكة، ويحفظها من قذائف الأشعة الكونية، ومن الشهب الملتهبة التى يبددها فيحولها الى رماد وأبخرة وغازات، ومن كتل النيازك التى تحترق أثناء عبورها له فيتبدد جزء كبير من أحجامها قبل وصولها الى سطح الأرض، ويرشح ويعكس ويشتت أشعة الشمس وكذلك الاشعاع الحرارى الأرضى فتضاء الأرض مسبباً نهارها ويحفظها دافئة ويعزلها بذلك عن ظلمة وبرودة الفضاء، ومنه تتنفس الكائنات الحية الأكسجين فى ظل توازن ملائم من الضغط والحرارة

ويعد الغلاف الجوى نتاج عمليات فيزيائية وكيميائية طويلة بدأت منذ نشأة الكرة الأرضية حينما كانت كتلة من مصهور ملتهب إندفع منه غازات معظمها من الهيدروچين والهليوم، وأسهمت المقذوفات الفضائية من الشهب والنيازك فى رفع درجة حرارة الأرض واندفاع أبخرة وغازات الغلاف الجوى الأصلية، واندفعت الابخرة والغازات أيضاً من خلال فوهات البراكين وفتحات الشقوق والفوالق والنافورات والينابيع ومن أهمها بخار الماء H_2o، وثانى أكسيد الكربون Co_2 والنيتروچين N_2، ولم يكن للاكسچين O_2 وجوداً مستقلاًعلى الرغم من وجوده متحداً مع العناصر الأخرى بأشكال كيميائية مثل ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء.

وتسببت الأشعة الشمسية التى تعرض لها بخار الماء فى الغلاف الجوى الى تحلل جزئياته وإنفصال ذراته فبدأ يتكون الاكسچين، كما أدى النشاط الأشعاعى للعناصر المشعة الموجودة فى القشرة الارضية الى تصاعد بعض الغازات، فقد أدى انحلال ذرات عنصر البوتاسيوم الموجود فى صخور القشرة الأرضية إلى إضافة غاز الأرجون للغلاف الجوى.

وأدى غنى الغلاف الجوى بغازات الهيدروچين والهليوم والأرجون وثانى أكسيد الكربون وبخاصة الأخير الى زيادة كثافته بدرجة فاقت ما هو عليه الآن

بما يتراوح بين ١٠، ٢٠ مرة فنتج عن ذلك ارتفاع حرارة الأرض أكثر مما هى عليه الآن فتراوحت حرارة الأرض بين ٨٥ ، ١١٠م واستمر هذا الوضع لمئات الملايين من السنين.

وقد خمد النشاط البركانى ربما منذ حوالى ٣,٨ بليون سنة لأى سبب وأخذت الأرض وغلافها الجوى يبردان بالتدريج، وتسبب التبريد فى تكاثف بعض بخار الماء على شكل سحب فتساقطت الأمطار وظهرت الأنهار الأولى والبحيرات والبحار والمحيطات، وبدأت منذ هذه اللحظة فعالية **دورة المياة** على سطح الأرض(١).

وزادت فعالية عملية التبخر على سطح الأرض مما أضاف كميات أكثر من بخار الماء الى الغلاف الجوى، وبدأت أشكال الحياة النباتية تظهر داخل المسطحات المائية وعلى اليابس منذ حوالى ٣,٥ مليون سنة مضت، وبدأت معها عملية التمثيل الضوئى التى يستخدم فيها النبات ضوء الشمس وثانى أكسيد الكربون فى انتاج غذاءه وكان من محصلة هذه العملية أنطلاق الاكسچين الى الغلاف الجوى، واتساع المملكة النباتية على سطح الأرض واستمرت عملية التمثيل الضوئى فى إضافة الاكسچين للغلاف الجوى حتى أصبح ثانى أكثر مكونات غازات الغلاف الجوى بعد النيتروچين، وفى تقليل كميات ثانى أكسيد الكربون فى الغلاف الجوى بشكل كبير بسبب إمتصاص النبات له بالإضافة إلى امتصاصه فى البحار والمحيطات حيث تستخدمه الكائنات البحرية بشكل كبير فى بناء أجسادها وأصدافها، وبعد موتها تتحول الى صخور رسوبية (كربونات بحرية) مثل الحجر الجيرى، وبذلك إكتملت **دورة الكربون** أيضاً على سطح الكرة الأرضية(٢).

وبمرور الزمن توالت عمليات تكوين غازات الغلاف الجوى وتعدلت نسبتها مرتبطة بأسباب إنبعاث كل منها، فعلى سبيل المثال لا الحصر ينبعث غاز

---

(1) Moran, J.M & Morgan, M.D., Meteorology, The Atmosphere and the Science of Weather, New York, 1991, p 11.

(2) Op. cit., p.11.

النيتروچين بفعل التحلل الهوائى للكائنات العضوية، وينبعث غاز الميثان بفعل التحلل اللاهوائى للمخلفات العضوية فى قيعان البرك والمستنقعات والبحيرات والمناطق الرطبة، وتنبعث غازات ثانى أكسيد الكربون وأول أكسيد الكربون وأكاسيد النيتروچين من حرائق الغابات، ويتكون جزئ غاز الأوزون O_3 من اتحاد ثلاث ذرات أكسچين نتيجة تحلل ضوئي كيميائي تتحد خلاله ذرة اكسچين O مع جزئ أكسچين O_2 فى ظل امتصاص الاشعة فوق البنفسجية أو أثناء ضوء البرق. كما تنبعث بعض الغازات من صخور الأرض بسبب التحلل الكيميائى الطبيعى للعناصر المكونة للقشرة الأرضية، ومع بداية النشاط البشرى ومعرفة الانسان للنار ثم الصناعة إنبعثت الغازات من عمليات احتراق المخلفات النباتية ثم الوقود الأحفورى (الفحم – البترول – الغاز الطبيعى) .

طبقات الغلاف الجوي وطبيعة مكوناتها الغازية:

بدراسة الخصائص الغازية للغلاف الجوى إتضح أنه ينقسم الى مستويين رئيسيين تبعاً لطبيعة المكونات الغازية لكل منها، المستوى الأول: يتحدد من مستوى سطح البحر وحتى ارتفاع حوالى ٨٠ كيلو متراً ومستواه الأدنى هو الذى تعيش فيه الكائنات الحية وتتنفس منه ويتصف بوجود جميع الغازات المكونة للغلاف الجوى فى حالة مختلطة أو متجانسة ولذلك سمى طبقة الهوموسفير Homosphere، أما المستوى الثانى: يوجد أعلى من المستوى الأول وحتى نهاية الغلاف الجوى ويتصف بوجود الغازات المكونة للغلاف الجوى فى حالة غير مختلطة (غير متجانسة) على هيئة طبقات متتالية مختلفة السمك تترتب من الأعلى كثافة فى المستوى الأدنى إلى الأقل كثافة فى المستوى الأعلى الذى يلية وتسمى طبقة الهتروسفير Heterospher، ولهذا التتابع أصبح الغلاف الجوى أكثف ما يمكن عند سطح البحر ثم تقل كثافته بالارتفاع بعيدا عنه، ويشكل فى النهاية كتلة غازية متماسكة تنجذب نحو الأرض بفعل الجاذبية الأرضية ويصل حده العلوى الى حوالى عشرة آلاف كيلو متر تقريباً. وفيما يلى دراسة تفصيلية لكل من هاتين الطبقتين.

طبقة الهوموسفير Homosphere

تختلط الغازات في طبقة الهوموسفير بنسب متباينة تشكل فى النهاية مركباً غازيا يحيط بالكرة الأرضية، ومن المحتمل أن ينتاب هذه النسب بعض التغيير من مكان إلى آخر أو من وقت الى آخر تبعاً للتغير الذى يمكن أن يحدث فى مستويات مصادرها الأساسية، ويتكون هواء طبقة الهوموسفير من مجموعة من الغازات تتوزع أحجامها بنسب مختلفة، يوضحها الجدول التالى رقم [1].

جدول رقم (١)

توزيع نسب الغازات المكونة للغلاف الجوي في طبقة الهوموسفير علي ارتفاع أدني من ٨٠كم من سطح البحر وفي الهواء الجاف الخالي من بخار الماء [1]

الغاز	الجزئ	نسبته من إجمالي حجم الهواء (٪)	درجة التركيز جزء في المليون
نيتروچين	N2	٧٨,٠٨٤	٧٨٠٨٤٠,٠
أكسچين	O2	٢٠,٩٤٦	٢٠٩٤٦٠,٠
أرجون	Ar	,٩٣١٣	٩٣١٣,٠
ثانى أكسيد الكربون	Co2	,٠٣٦	٣٦٠,٠ (عام ١٩٧٧)
نيون	Ne	,٠٠١٨٢	١٨,٢
هيليوم	He	,٠٠٠٥٢٤	٥,٢٤
ميثان	CH4	,٠٠٠١٧	١,٧ (عام ١٩٩٣)
كريبتون	Kr	,٠٠٠١١٤	١,١٤
هيدروچين	H2	,٠٠٠٠٥	,٥
أكسيد النيتروز	No	,٠٠٠٠٣٠٥	,٣٠٥ (عام ١٩٩٥)
أوزون	O3	,٠٠٠٠٠٥	,٠٥ (عام ١٩٩٥)
اجزينون	Xe	,٠٠٠٠٠٩	,٠٩

(1) Op. Cit., p. 11.

-Battan, L., Fundamentals of Meteorology, USA, 1979, P.12.

- محمد إبراهيم محمد شرف - ظاهرة الاحتباس الحرارى - آثارها البيئية وأبعادها الاقتصادية والسياسية فى الحاضر والمستقبل - إصدارات مجلة كلية الآداب - جامعة الاسكندرية - المجلد التاسع والأربعون - العام الجامعى ٩٩/ ٢٠٠٠م - ص ص ٤-١٣.

ويتضح من تتبع أرقام الجدول رقم (١) أن النسبة الأكبر من حجم الهواء الجاف الخالى من بخار الماء فى طبقة الهوموسفير تتشكل من غاز النيتروچين N_2 فتبلغ نسبته نحو ٧٨,٠٨٤ ٪ من حجم الهواء، يليه غاز الأكسچين O_2 الذى يشكل نحو ٢٠,٩٤٦ ٪ من حجم الهواء وهو ما يعنى أن نحو ٩٩,٠٣ ٪ من حجم الهواء فى طبقة الهوموسفير يتكون من النيتروچين والاكسچين، ويعد غاز النيتروچين من الغازات التى لا تدخل بسهولة فى إتحاد كيميائي مع عناصر أخرى، ونسبة صغيرة جداً منه تمتص بواسطة بكتريا التربة التى تصبح ذات فائدة كبيرة للنبات، ويرجع الى النيتروچين كونه يمثل الجزء الأكبر من ضغط الهواء (نحو ٧٦ ٪ من وزن الهواء)، أما الأكسچين فيتصف بالنشاط الكيميائى الكبير حيث أنه يتحد مع عناصر كثيرة جداً من خلال عملية الأكسدة وعمليات الاحتراق كما أنه يمثل أحد أسس الحياة على سطح الأرض فتستخلصه الكائنات الحية من خلال عملية التنفس وتستخدمه فى بناء أجسامها واستمرار بقاءها.

أما النسبة الباقية من حجم الهواء فى طبقة الهوموسفير وهى ٠,٩٧ ٪ تتوزع على باقى الغازات المكونة للغلاف الجوى، فيشكل الأرجون Ar ٠,٩٣١٣ ٪ من حجم الهواء وهو غاز خامل له أهمية قليلة فى العمليات الطبيعية، ويشكل غاز ثانى أكسيد الكربون Co_2 نحو ٠,٠٣٦ ٪ من حجم الهواء وعلى الرغم من ضآلة نسبته فهو غاز هام جداً يشكل أحد طرفى كل من عملية التنفس لدى جميع الكائنات الحية وعملية التمثيل الضوئى لدى الكائنات النباتية، كما أنه يعد عامل الربط بين عناصر البيئة الطبيعية، وتتعادل كمية ثانى أكسيد الكربون الموجود فى الغلاف الجوى المنطلقة من الانشطة البركانية والتكتونية مع كميته التى يمتصها كل من النبات الطبيعى والبحار والمحيطات(١) ولثانى أكسيد الكربون القدرة على امتصاص الأشعة الحرارية (تحت الحمراء Infrated) وبخاصة المنبعثة من سطح الأرض وحفظها، ويرجع لنسبته الطبيعية السبب الرئيسى الذى أدى لبقاء حرارة سطح الأرض ثابتة منذ عشرة آلاف سنة تقريباً.

---

(1) Peixoto, J.P. & Oort, A. H., Physics of Climate, American Institute of Physics, U.S.A, 1992, p. 434.

وتتباين نسبة ثاني أكسيد الكربون فى الهواء زمانياً ومكانياً، فتباينت نسبته خلال العصور الچيولوچية مرتبطاً بتباين عدد الثورانات البركانية وحجم النشاط التكتونى، وحجم المملكة النباتية، وفى العصر الحديث عندما بدأ الانسان مع بداية الثورة الصناعية يستخدم الأخشاب والفحم والوقود والأحفورى فى عمليات الاحتراق لإدارة الآلات والمحركات إنطلق منها غاز ثانى أكسيد الكربون نحو الغلاف الجوى حيث شكل نحو ٢١ ٪ من مجموع الغازات المتصاعدة من عمليات احتراق الوقود الأحفورى ، وعندما قام بإزالة الغابات لتحل محلها أنشطة أخرى تسبب فى استقرار ثانى أكسيد الكربون الذى كانت تستهلكه أشجارها خلال عملية التمثيل الضوئى فى الهواء وانطلق من ترباتها التى يشكل الكربون حوالى ٥٠ ٪ من محتواها (١)، ويعنى ذلك أن تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء فى ارتفاع مستمر وقد دلت الدراسات ان نسبته عام ١٩٩٧م زادت بمقدار يعادل نحو ٢٨,٦ ٪ من نسبته التى كان عليها عام ١٨٥٠م وأن نحو ٥٦,٣ ٪ من مقدار هذه الزيادة حدث فى الفترة بين عامى (١٩٥٨-١٩٩٧م)(٢) .

كما تتباين نسبة غاز ثانى أكسيد الكربون من مكان إلى آخر فهى ترتفع فى هواء المدن وبخاصة الصناعية منها بالمقارنة بهواء الريف وذلك لازدحام المدن بالسكان وإرتفاع مستوى إستهلاكهم للطاقة ووجود المصانع وزيادة حجم حركة المواصلات وقلة المساحات النباتية.

وتؤدى زيادة تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون الى زيادة فعاليته فى امتصاص الأشعاع الأرضى الحرارى وبالتالى زيادة درجة حرارة الهواء المحيط بالأرض الأمر الذى يمكن أن يعرض الأرض لتقلبات مناخية تؤدى الى

---

(1) Gribbin, J. Hothouse Earth, The Greenhouse Effect & Gaia, Transworld Publishers LTD, Great Britain, 1990, P. 115.

(٢) محمد ابراهيم شرف – المرجع السابق – ص ص ٧ – ٨.

تغيرات بيئية متعددة قد تجلب الخطر والدمار فى أقاليم متعددة منها وهوما يعرف بمشكلة الاحتباس الحرارى التى سوف نستعرض أبعادها لاحقاً.

وتتوزع النسبة الضئيلة جداً المتبقية من حجم الهواء (٠,٠٠٢٧ ٪) على غازات النيون Ne، والهليوم He، الميثان CH4، الكريبتون Kr، الهيدروچين H_2، أكسيد النيتروزNO، الأوزون O_3، الاجزينون Xe.

ويعد غاز الميثان أكثر الهيدروكربونات توفراً فى الغلاف الجوى وينتج بشكل طبيعى عند تحلل المخلفات الحيوية تحللاً لاهوائياً فى البرك والمستنقعات والبحيرات والمناطق الرطبة، ويتوافق الإرتفاع فى نسبة تركيز غاز الميثان بإستمرار مع زيادة عدد سكان العالم وزيادة الأنشطة الزراعية والرعوية والتعدينية حيث يشكل تحلل النفايات البشرية وكذلك نفايات حيوانات الرعى، تحلل المخلفات النباتية فى حقول الأرز بخاصة المصدر الرئيسى له كما يتسرب أيضا من مناجم الفحم وخطوط الغاز الطبيعى وآبار النفط. وعلى الرغم من إنخفاض نسبة تركيز الميثان فى الهواء (بالمقارنة بالغازات الأخرى) إلا أن الزيادة فى نسبة تركيزه وتفوق معدلات الزيادة السنوية لنسب تركيز ثانى أكسيد الكربون بنحو ١٣ مرة، يمتص غاز الميثان بقوة الاشعاع الأرضى الحرارى، وتفوق فعالية الجزيء الواحد منه فى امتصاص الحرارة وحدوث الاحتباس الحرارى فعالية جزئى ثانى أكسيد الكربون بما يتراوح بين ١١، ٢٠ مرة(١) ولذلك تظهر أهمية الميثان فى إرتفاع حرارة الأرض.

ويعد النيتروز No أحد أكاسيد النيتروجين الناتجة بفعل إتحاد ذرة واحدة من الأكسجين والنيتروجين معاً وعلى الرغم من إنخفاض نسبة تركيز أكسيد النيتروز فى الهواء إلا أن فعالية الجزيء الواحد منه فى امتصاص الإشعاع الحرارى تفوق فعالية كل من جزيء ثانى أكسيد الكربون، جزيء الميثان بنحو ٢٧٠، ١٧ مرة على الترتيب وهو مايعكس أهمية هذا الغاز فى إرتفاع حرارة الأرض.

---

(١) محمد إبراهيم محمد شرف – المرجع السابق – ص ١٠.

ويعد الأوزون O_3 أحد أهم الغازات المتغيرة فى الغلاف الجوى، فلقد تضاعفت نسبته عام ١٩٩٥ بالمقارنة بما كانت عليه مع بداية القرن العشرين، وهو أحد الغازات المسببة للاحتباس الحرارى وإرتفاع حرارة الأرض.

طبقة الهتروسفير Heterosphere

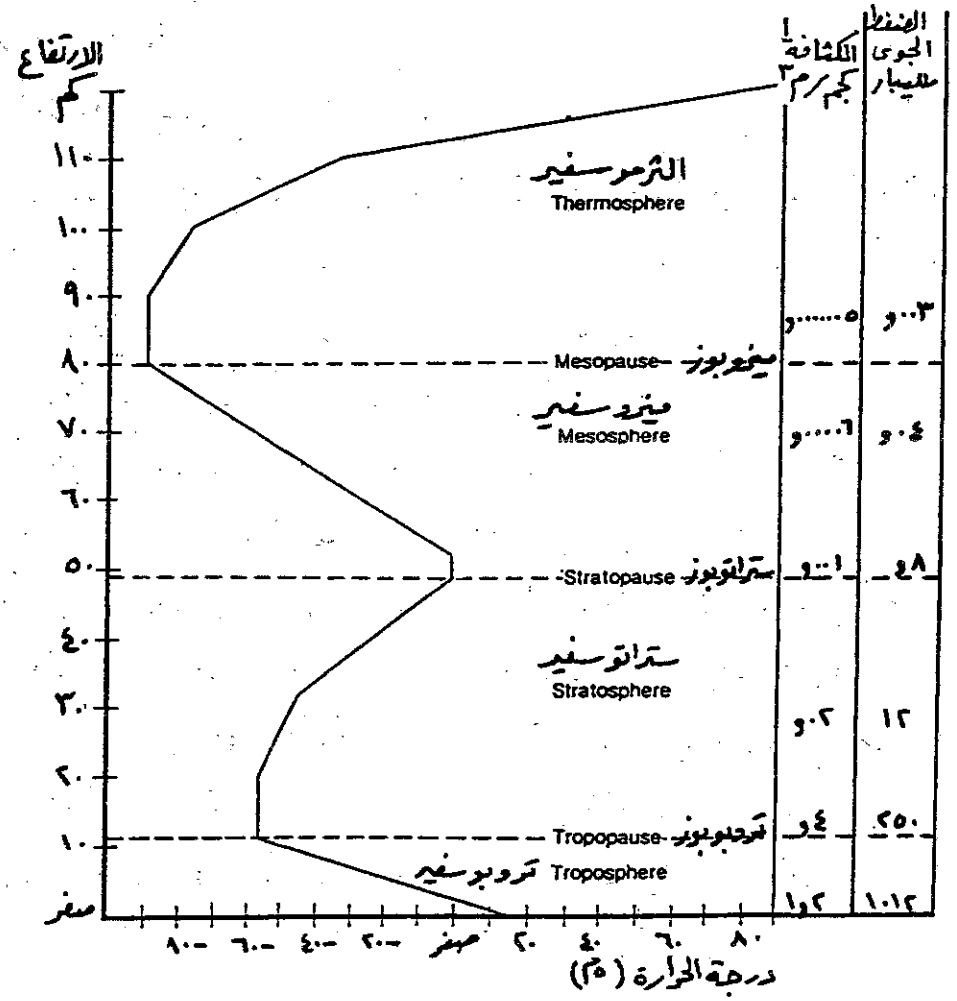
وتقع على بعد يزيد عن ٨٠ كيلو متراً فوق سطح البحر وتمتد حتى نهاية الغلاف الجوى، وفيها تتوزع الغازات على هيئة أربع طبقات متتالية تترتب حسب كثافاتها ويفصلها عن بعضها مناطق إنتقالية، ويشكل غاز النيتروجين N2 الطبقة الأولى الدنيا من الهتروسفير وهى أثقل الطبقات وتمتد حتى ارتفاع ٢٠٠ كيلو متر وتتسبب فى إنكسار الأشعة الشمسية عند إختراقها للغلاف الجوى، وتمثل نطاقاً واقيا للأرض حيث تحترق بداخلها الشهب المتجهة إلى الأرض وتتبدد.

وتعلو طبقة النيتروجين طبقة أقل كثافة منها هى طبقة الأكسچين التى تمتد من ارتفاع ٢٠٠ كيلو متراً إلى نحو ١١٠٠ كيلو متراً بعيداً عن سطح البحر، ويظهر الأكسچين هنا مفككاً على هيئة ذرة واحدة (O) وليس على هيئة جزئ (O_2) حيث تتعرض جزئياته للتفكك والانفصال الضوئى photodissociation أثناء اختراق الأشعة فوق البنفسجية المتجهة نحو الأرض له. وتعلو طبقة الأكسچين طبقة من غاز الهليوم يتراوح ارتفاعها بين ١١٠٠ كيلو متراً ونحو ٣٥٠٠ كيلو متراً، ثم يعلوها طبقة الهيدروچين (الرابعة والأخيرة وهى أخف الطبقات) التى تمتد إلى حوالى ١٠٠٠٠ كيلو متراً تقريباً.

التقسيم الحراري لطبقات الغلاف الجوي:

إتضح مما سبق أن تقسيم الغلاف الجوى الى طبقتين رئيسيتين هما الهوموسفير والهتروسفير يرجع الى طبيعة المركب الغازى لكل منهما فهو مختلط الغازات فى الهوموسفير وغير مختلط فى الهتروسفير، إلا أنه يمكن تقسيم الغلاف الجوى الى أربعة طبقات تبعاً للتغير الرأسى فى درجة حرارة كل منها.

شكل رقم (١) وهو ما دلت عليه قياسات الأقمار الصناعية وأجهزة الرصد الجوى على النحو التالى:



شكل رقم (١) التغير الحراري في طبقات الغلاف الجوي

يوضح الشكل رقم (١) الذى يعبر محوره الرأسى عن قيم الارتفاع عن مستوى سطح البحر بالكيلو متر، ومحوره الأفقى عن قيم درجة حرارة الهواء بالدرجات المئوية، أنه على الرغم من الإنخفاض المستمر فى كل من الضغط الجوى وكثافة الهواء بالإرتفاع بعيدا عن سطح الأرض فإن درجة حرارة الهواء لها تركيب مختلف حيث يمكن تمييز أربعة مستويات من التغير فى درجة الحرارة بين سطح الأرض ونهاية الغلاف الجوى يمكن تقسيمها إلى أربع طبقات رئيسية هى:

(١) **طبقة التروبوسفير** Troposphere

ويقصد بها الطبقة السفلى من الغلاف الجوى وتبدأ من سطح البحر وحتى ارتفاع ١٣كم فى المتوسط (يتراوح ما بين ١٨كم عند الاستواء، ٨ كم عند القطبين)، وتنخفض درجة الحرارة فى التروبوسفير بالارتفاع بمعدل ثابت يبلغ نحو ٦°م / كيلو متر، ويرجع السبب فى ارتفاع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض الى اكتسابه الحرارة من الاشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض نفسه، ثم يقل التأثر بها بالبعد التدريجى عن سطح الأرض (مصدرها) فتنخفض درجة الحرارة بالارتفاع، كما تقل المواد العالقة وكمية بخار الماء الموجودة بالهواء بالبعد عن سطح الأرض (مصدرهما) وهما عاملين يساعدان فى رفع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض، بالإضافة إلى ذلك يؤدى تناقص كثافة الهواء بالارتفاع إلى أعلى إلى تخلخله بسبب تباعد جزئياته وقلة تصادمها وبالتالى تقل طاقتها الحركية، وتنخفض حرارة الهواء. ويفصل التروبوسفير عن الطبقة التى تليها منطقة إنتقالية تسمى التروبوبوز Tropopause ينتهى حدها العلوى مع بداية الطبقة التالية وتبلغ درجة الحرارة عندها إلى نحو – ٦٠°م، وتبلغ كثافة الهواء إلى نحو ٤ ,كجم/م^{٣}، ويبلغ الضغط الجوى ٢٥٠ ملليبار.

(٢) **طبقة الاستراتوسفير** Stratosphere:

وهى طبقة جافة خالية من بخار الماء والسحب وتتبدل خلالها خصائص

التغير الحرارى من الانخفاض فى درجة الحرارة بالارتفاع بعيدا عن سطح البحر فى طبقة التروبوسفير الى الارتفاع فى درجة الحرارة بالارتفاع فى طبقة الاستراتوسفير التى تبدأ من الحد العلوى للتروبوبوز وحتى ارتفاع ٥٠كم فوق سطح البحر فى المتوسط. فتثبت درجة الحرارة من بداية الاستراتوسفير وحتى ارتفاع ٢٠كم فى المتوسط ثم تزداد درجة الحرارة تدريجيا بمعدل يبلغ نحو ١°م/ كيلو متر حتى ارتفاع ٣٣ كم فى المتوسط ثم تزداد بمعدل اكبر يبلغ حوالى ٢,٥°م / كم حتى نهاية الاستراتوسفير الذى يسمى حده العلوى الاستراتوبوز Stratopause التى تبلغ عنده درجة الحرارة صفر°م. ويرجع السبب فى ارتفاع درجة الحرارة فى طبقة الاستراتوسفير إلى احتوائها على غاز الأوزون الذى يتركز نحو ٩٠٪ من حجمه فى مستوى أدنى من ٣٥كم، ويصل أعلى مستوى لتركيزه عند مستوى ٢٥كم، ويقوم الأوزون بإمتصاص الأشعة فوق البنفسجية خلال العمليات الضوئية الكيميائية المكونة لجزئياته ثم يطلقها على شكل طاقة حرارية على هيئة أشعة تحت الحمراء فتزداد درجة الحرارة فى الاستراتوسفير، وهذه العملية تحمى الأرض من وصول ٩٧٪ من كمية الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس وتحميها أيضاً من الطاقة الحرارية الشديدة التى كانت ستصل اليها اذا تسربت هذه الاشعة.

(٣) **طبقة الميزوسفير** Mesosphere:

تبدأ درجة الحرارة فى التغير مرة أخرى من نهاية الاستراتوبوز فتتناقص درجة الحرارة بالارتفاع فى طبقة الميزوسفير حيث تثبت درجة الحرارة من بدايتها عند ارتفاع ٥٠ كيلو متراً وحتى ارتفاع ٥٢ كيلو متراً بعدها تبدأ فى التناقص التدريجى بالارتفاع بمعدل يبلغ حوالى ٣°م/ كيلو متر حتى نهايتها التى يسمى حدها العلوى الميزوبوز Mesopause عند ارتفاع ٨٠كم فى المتوسط فتبلغ درجة الحرارة عنده – ١٠٠°م، وهذا الحد يتوافق مع نهاية طبقة الهوموسفير المتجانسة الغازات.

(٤) طبقة الثرموسفير Thermosphere

تبدأ درجة الحرارة فى التغير مرة أخرى من نهاية الميزوبوز حيث تتزايد تدريجيا بالارتفاع من بداية الطبقة عند ارتفاع ٨٠ كيلو متراً وحتى نهاية الغلاف الجوى ويسمى هذا القطاع من الغلاف الجوى بطبقة الثرموسفير حيث تتزايد درجة الحرارة بالارتفاع بمعدل يبلغ نحو ١٢°م/ كيلو متر وهو معدل مرتفع تتراوح خلاله درجة الحرارة بين ١١٠٠°م، ١٦٥٠°م.

ويحدث التسخين فى طبقة الثرموسفير نتيجة تأين جزئيات كل من غاز النيتروجين والأكسجين بواسطة الاشعاع الشمسى الذى يجرد ذرات النيتروجين والاكسجين من الإلكترونيات تاركاً كل منهم كأيونات لها شحنات موجبة، ويزداد تركز الأيونات فى المستوى الأدنى من طبقة الثرموسفير ولذلك سمى بمستوى الأيونوسفير Ionosphere وعند هذه الطبقة تنعكس الموجات الصوتية القصيرة مثل موجات الراديو نحو الأرض، كما تتميز هذه الطبقة بحدوث ظاهرة الشفق القطبى المعروفة باسم أورورا Aurora التى تشاهد فى المناطق القريبة من القطبين على هيئة ستائر ضوئية تتدلى نحو سطح الأرض من ارتفاعات تتراوح بين مائة وألف كيلو متر.

الخصائص العامة لطبقة التروبوسفير:

تؤثر الطبقة السفلى للغلاف الجوى (التروبوسفير) فى سطح الأرض وتتأثر به، فهى تشكل نحو ٨٠٪ من حجم الغلاف الجوى (يوجد نصف حجم الغلاف الجوى فى الجزء المحصور بين سطح الأرض وارتفاع ٥,٦كم)، ويمكن تقسيم طبقة التروبوسفير الى مستويين، المستوى الأسفل منها ويطلق عليه التروبوسفير الأدنى ويصل سمكه الى نحو ثلاثة كيلو مترات وهو يشكل مع سطح الأرض وسطاً بيئياً تعيش فيه الكائنات الحية تتنفس الهواء فى ظل تجانس ملائم فى المركب الغازى. كما أنه أكثر طبقات الجو اضطراباً حيث تحدث فيه معظم الظاهرات الجوية التى تتحكم فى توزيع خصائص المناخ على سطح الأرض،

تبعاً لتباين تأثر سطح الأرض بالاشعاع الشمسى وبالتالى تباين التوزيع الأفقى لدرجة الحرارة والضغط الجوى وحركة الهواء.

أما المستوى العلوى من التروبوسفير الذى يقع فوق مستوى ٣ كيلو مترات من سطح البحر فهو أكثر استقراراً وانتظاماً من المستوى السفلى، ففيه ينتظم معدل الانخفاض فى درجة حرارة الهواء بالارتفاع، وتزيد سرعة الرياح تدريجيا حتى مستوى ١٢ كيلو متراً فوق سطح البحر فتصل الى نحو ١٤٤ كم/ساعة ويطلق على هذه الرياح اسم التيار النفاث Jet Stream.

وتعد طبقة التروبوسفير الوحيدة من طبقات الغلاف الجوى التى تحتوى على بخار الماء، والمواد العالقة Aerosols بأنواعها التى تتجمع من حرائق الغابات وبقايا الكائنات النباتية والحيوانية، تعرية الرياح للصخور، تناثر ذرات الملح من البحار والمحيطات، والانبعاث البركانى، ومن النشاط الصناعى والزراعى، وبعضها يدخل الغلاف الجوى من الفضاء الخارجى عن طريق تفتت واحتراق الشهب والنيازك. وتتفاوت نسبة بخار الماء الموجودة فى التروبوسفير من مكان إلى آخر حسب تباين مصدره (المسطحات المائية) ومسبباته (ارتفاع درجة الحرارة)، وحركة الهواء (الرياح) فتتراوح نسبته فى الهواء بين نحو ١ ٪ فى المناطق الباردة، نحو ٤ ٪ فى المناطق الحارة.

ويعد وجود بخار الماء فى الهواء ذا أهمية بالغة لحدوث التفاعلات الكيميائية فى الجو، بالإضافة إلى كونه أحد الغازات التى تمتص الاشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض فيحفظها من التبدد فى الفضاء الخارجى مما يساعد على حفظ حرارة سطح الأرض كما يؤدى وجوده الى زيادة فعالية الاحتباس الحرارى الذى تسببه الغازات الأخرى وبخاصة ثانى أكسيد الكربون بصورة أقوى بحوالى ثلاث مرات(١).

وبعد... فلولا الغلاف الجوى لانعدمت الظواهر الجوية، وارتفعت حرارة

---

(1) Gribbin., Op. cit., P. 113.

الأرض الى ٩٣°م اثناء النهار، وانخفضت الى -١٤٩°م خلال الليل فهو يحمى الأرض من وصول الطاقة الشمسية كاملة، ويقلل من فقدان الحرارة ليلاً.

• **الخلاصـــة:** نخلص من دراسة الغلاف الجوى مجموعة من النتائج الهامة نستعرضها فيمايلى:

١- يعد الغلاف الجوى غلافاً غازياً ينتج بفعل عمليات فيزيائية وكيميائية طويلة بدأت منذ نشأة الكرة الأرضية ومستمرة حتى الآن.

٢- يتكون الغلاف الجوى من طبقتين رئيستين الأولى طبقة مختلطة الغازات تسمى الهوموسفير وتمتد من مستوى سطح البحر وحتى إرتفاع حوالى ٨٠ كيلو متراً، والثانية طبقة غير مختلطة الغازات تسمى الهتروسفير تمتد أعلى الطبقة الأولى وحتى نهاية الغلاف الجوى.

٣- تتباين نسب الغازات المكونة لطبقة الهوموسفير وهى تشكل مركباً غازياً يغلف سطح الأرض يؤثر فيه ويتأثر به، فتدخل الغازات طرفاً أساسياً فى عمليات التفاعل الكيميائى مع عناصر سطح الأرض، وعمليات التنفس، التمثيل الضوئى، تحلل المواد العضوية، وينتج عن تلك العمليات تغيرات بيئية متعددة ومتنوعة.

٤- تنقسم طبقة الهوموسفير إلى أربعة طبقات تبعاً للتغير الرأسى فى درجة حرار الهواء بكل منها، وتشكل طبقة التروبوسفير الطبقة السفلى للغلاف الجوى نحو ٨٠٪ من حجم الغلاف الجوى والوحيدة التى تحتوى على بخار الماء، والمواد العالقة، وتحدث فيها معظم الظاهرات الجوية وتعد وسطاً بيئياً مناسباً لحياة الكائنات الحية.

المحاضرة التاسعة

الفصل التاسع

الكتل الهوائية والاعاصير

Air Masses & Cyclones

- مقدمة..
- أنواع الكتل الهوائية
  - الكتل الهوائية القطبية
  - الكتل الهوائية المدارية
- تعديل الكتل الهوائية
- الجبهات الهوائية
- الأعاصير
  - الظواهر الجوية المصاحبة لمرور الاعصار
  - الأعاصير المدارية
- التوزيع الجغرافي للاعاصير
- ضد الاعصار
- الرياح المحلية التي تنشأ عند مرور الأعاصير

مقدمة:

عندما يمكث الهواء ويستقر (مدة لا تقل عن يومين) فوق مساحة واسعة من سطح الأرض (مئات آلاف الكيلومترات المربعة) تتشابه فيها الخصائص الجغرافية وطبيعة الغلاف الجوى يتوازن الهواء مع تلك الخصائص مكوناً نطاقاً هوائياً متجانساً من حيث معدلات الاشعاع، درجة الحرارة، التبخر، الرطوبة النسبية، صور التكاثف وبخاصة كمية السحب وأنواعها، ويعرف هذا النطاق الهوائى المتجانس **بالكتلة الهوائية** Air mass ويعرف النطاق الأرضى الذى تعلوه الكتلة الهوائية **بالاقليم المصدر** Source regions.

وتعد كل من النطاقات الأرضية شمال أوراسيا المغطاة بالجليد، والمسطحات المائية المحيطية، والصحارى الحارة فى شبه الجزيرة العربية وشمال أفريقيا نطاقات مناسبة لتشكيل الكتل الهوائية.

وتتباين الكتل الهوائية فى خصائصها المناخية تبعاً لتباين خصائص السطح أسفلها فى الاقليم المصدر، فهى باردة جداً وجافة وتتميز بالانعكاس الحرارى فوق النطاقات الجليدية، وتكون معتدلة ومرتفعة الرطوبة فوق المحيطات، وحارة جداً ومنخفضة الرطوبة جداً فوق الصحارى الحارة، وتكتسب الكتل الهوائية خصائصها المناخية عن طريق عمليات التبادل والاختلاط الرأسى بينها وبين سطح الأرض المستقرة فوقه وكلما زادت مدة مكوثها فوقه زاد اكتسابها لصفاته، وكلما كان سطح الأرض واسعاً منبسطاً متجانس التركيب تكونت كتل هوائية متجانسة وقوية والعكس صحيح.

تتحرك الكتل الهوائية بعد فترة استقرارها تاركة أقاليم مصدرها بسبب التغير فى الضغط الجوى حاملة معها خصائصها المناخية التى اكتسبتها منه، وتمر أثناء تحركها بأقاليم لها خصائص مناخية مختلفة عن التى تحملها فتتعدل خصائص الطبقة الهوائية السفلى منها المتصلة بسطح الأرض وينتج عن ذلك تباين رأسى فى خصائصها تؤثر فى حالة استقرار الطقس السائد.

وينتج عن حركة الكتل الهوائية أن تتقابل الكتل الهوائية وتختلط ببعضها، مما يؤدى إلى تشكل ظواهر مناخية هامة مثل الأعاصير cyclones واضداد الأعاصير Anticyclones وهى ظاهرات مسئولة عن تشكل المناخ على سطح الكرة الأرضية، ولها اثار بيئية هامة.

أنواع الكتل الهوائية

يتم تصنيف الكتل الهوائية تبعاً لثلاثة عناصر أساسية، يوضحها الجدول التالى رقم (٤).

جدول رقم (٤) تصنيف الكتل الهوائية وخصائص كل منها على سطح الأرض

الكتلة الهوائية	الرمز	الاقليم المصدر	الخصائص	متوسط درجة الحرارة °م	متوسط الرطوبة النوعية جرام/كجم
المحيط الشمالي والقارة الجنوبية	cA	المحيط المتجمد الشمالي وقارة أنتاركتيكا	باردة جداً- جافة جداً	-٤٦	١ر
قطبية قارية	cP	القارات في عروض ٥٠°-٦٠° شمالاً	باردة - جافة	-١١	١٤ر
قطبية بحرية	mP	المحيطات في عروض ٥٠°-٦٠° شمالاً	باردة - رطبة	٤	٤ر٤
مدارية قارية	cT	القارات في عروض ٢٠°-٣٠° شمالاً وجنوبا	حارة - جافة	٢٤	١١
مدارية بحرية	mT	المحيطات في عروض ٢٠°-٣٠° شمالا وجنوبا	حارة - رطبة	٢٤	١٧
استوائية بحرية	mE	٢٠°-٣٠° شمالا وجنوبا	حارة - رطبة جدا	٢٧	١٩

الأول: تبعاً للموقع الفلكى لأقاليم المصدر، فتسمى قطبية Polar فى العروض العليا ويرمز لها بالرمز (P)، وتسمى مدارية Tropical فى العروض الدنيا ويرمز لها بالرمز (T)، الثانى: تبعا لطبيعة السطح الذى تتكون فوقه، فتكون

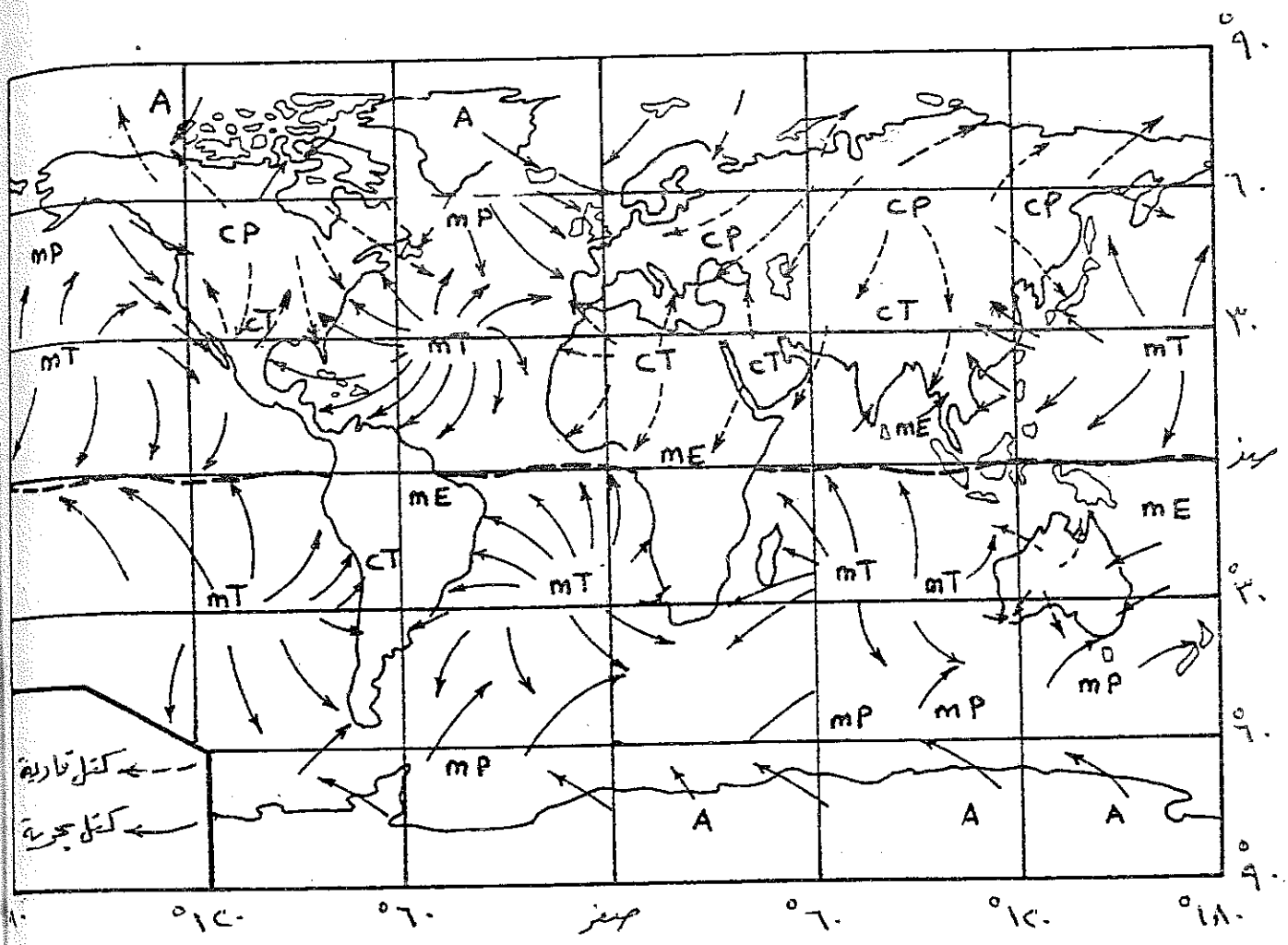
قارية Continental فوق القارات ويشار لها بالرمز (c) ويوضع إلى يسار حرف اسم المصدر، وتكون بحرية Maritime ويشار لها بالرمز (m) ويوضع إلى يسار حرف اسم المصدر، والثالث: تبعا لحركتها، فإذا كانت الكتلة الهوائية أبرد من السطح الذى تتحرك فوقه، تعرف بأنها باردة غير مستقرة Cold Unstable Mass ويضاف فى هذه الحالة إلى رمزها حرف (k) إلى يمين حرف اسم المصدر، وإذا كانت الكتلة الهوائية أدفأ من السطح الذى تتحرك فوقه فتعرف بأنها حارة مستقرة Warm Stable Mass ويضاف إلى رمزها حرف (w) إلى يمين حرف اسم المصدر. ويتفرع من الكتل الهوائية القطبية كتلة هوائية تخص المحيط المتجمد الشمالى وقارة أنتاركتيكا الجنوبى Arctic Air Mass تأخذ الرمز (CA)، ويتفرع من الكتل المدارية كتل هوائية تخص المساحة من المحيطات التى يقطعها خط الاستواء Equatorial Air Mass وتأخذ الرمز (mE)، ونستعرض فيما يلى دراسة أنواع الكتل الهوائية وتوزيعها على سطح الكرة الأرضية شكل رقم (٥٩).

أولا: الكتل الهوائية القطبية Polar Air Mass (P):

وتشمل الكتل الهوائية فوق المحيط المتجمد الشمالى وقارة أنتاركتيكا (cA)، وكتل هوائية قطبية قارية (cP) تتكون فوق القارات بين دائرتى عرض ٥٠، ٦٠ درجة شمالاً، وكتل هوائية قطبية بحرية (mP) تتكون فوق المحيطات بين دائرتى عرض ٥٠، ٦٠ درجة شمالاً وجنوباً.

١- الكتل الهوائية فوق المحيط المتجمد الشمالي وقارة انتاركتيكا (cA)

تعد أقاليم مصدرها أبرد نطاقات سطح الأرض، حيث يكسوها الجليد بشكل دائم، وتتميز بشدة برودتها وجفافها الشديد حيث يصل متوسط درجة حرارتها إلى نحو – ٤٦°م، وتنخفض درجة الحرارة لتصل إلى نحو –٧٠°م فى فصل الشتاء ويصل متوسط الرطوبة النوعية بها نحو ٠,١ جم/كجم، وترتفع درجة الحرارة قليلا فى الربيع والصيف فتقل برودتها نسبياً. وتتحرك تلك الكتل فى اتجاه الكتل القطبية القارية والبحرية.



شكل رقم (٥٩) التوزيع الجغرافى للكتل الهوائية على سطح الأرض

٢- الكتل الهوائية القطبية القارية (cP)

توجد فى نصف الكرة الشمالى فقط بين دائرتى عرض ٥٠ ، ٦٠ شمالاً، فى أورسيا ووسط وشمال كندا بأمريكا الشمالية، وهى نطاقات متجمدة يُغطى فيها معظم سطح الأرض بالجليد، وتتميز الكتلة الهوائية بأنها باردة جداً حيث يصل متوسط درجة حرارتها نحو -١١°م، كما أنها جافة جداً حيث تبلغ الرطوبة النوعية بها نحو ١ر٤ جم/كجم والتكاثف فيها نادر. وتعد هذه الكتل أهم مصدر للهواء البارد فى نصف الكرة الشمالى وبخاصة فى فصل الشتاء حيث يُغطى السطح بأكمله بالثلوج، أما فى فصل الصيف فيعمل الاشعاع الشمسى على إذابة الجليد إلى أعماق محدودة وفى مساحات صغيرة، فترتفع درجة حرارة السطح وتكون بصفة عامة باردة وجافة.

٣- الكتل الهوائية القطبية البحرية (mP)

وتوجد فوق المحيطات بين دائرتى عرض ٥٠، ٦٠°شمالاً وجنوباً، وبخاصة فى شمالى كل من المحيط الأطلسى والمحيط الهادى (خليج ألاسكا)، وقد تكون فى الأصل كتل قطبية قارية تحركت نحو المحيط، ويتميز هواؤها بأنه أقل برودة وأكثر رطوبة من الكتل الهوائية القطبية القارية فيصل متوسط درجة حرارتها نحو ٤°م، ويبلغ متوسط الرطوبة النوعية بها نحو ٤ر٤ جم/ كجم.

وتكون تلك الكتل دافئة ورطبة وغير مستقرة، فتتشكل فيها السحب الركامية والمزن الركامى فى الشتاء وبخاصة فى الطبقة السفلى منها، فى حين تكون باردة وجافة فى الطبقة العلوية منها. أما فى فصل الصيف تكون باردة ورطبة ومستقرة فى طبقتها السفلية، وباردة وجافة فى الطبقة العلوية منها.

ثانيا- الكتل الهوائية المدارية Tropical Air Mass (T)

وتشمل كتل هوائية مدارية قارية (cT) تتكون فوق القارات، وكتل هوائية مدارية بحرية (mT)تتكون فوق المحيطات وكلاهما يتوزع بين دائرتى عرض ٢٠°، ٣٠°شمالاً وجنوباً، وكتل هوائية استوائية بحرية (mE) تتكون فوق المسطحات المحيطية التى يقطعها خط الاستواء.

١- كتل هوائية مدارية قارية (cT)

وتوجد فوق شمال أفريقيا وحوض البحر المتوسط، شمال المكسيك، وجنوب غرب آسيا، ويتصف سطح الأرض هنا بأن معظمه صحراوى يسوده مظاهر الجفاف، ويتميز هواء هذه الكتل بأنه حار فيبلغ متوسط درجة حرارته نحو ٢٤°م، وتنخفض رطوبته النوعية فيبلغ متوسطها نحو ١١ جم/كجم، وتتصف حالة الطقس بعدم الاستقرار فى فصل الشتاء فتتكون السحب الطبقية وتسقط أمطار متوسطة، أما فى فصل الصيف فهى حارة جداً وجافة ويتصف الطقس بالاستقرار.

٢- كتل هوائية مدارية بحرية (mT)

وتوجد فوق نطاقات الضغط المرتفع قرب دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً، وبخاصة فوق المرتفع الأزورى بالمحيط الأطلسى، والبحر الكاريبى، والنطاقات المدارية بالمحيط الهادى بالإضافة إلى وجودها صيفاً فى المحيط الهندى بالقرب من سواحل الهند وجنوب شرق آسيا وهواء هذه الكتلة حار يبلغ متوسط درجة حرارته نحو ٢٤°م، وهو رطب حيث يبلغ متوسط الرطوبة النوعية به ١٧ جم/كجم.

ولأن الكتل الهوائية المدارية البحرية حارة ورطبة فيسود فيها حالة عدم الاستقرار وبخاصة فى فصل الصيف عندما تصبح حارة جداً ورطبة جداً فتنشط فيها تيارات الحمل الحرارى وتنتج حالة من عدم الاستقرار تتسبب فى حدوث الأعاصير المدارية التى تتحرك نحو اليابس، فتسقط أمطار شديدة يصاحبها سقوط البرد وعواصف البرق والرعد، ويظهر بها أيضا الضباب البحرى.

٣- الكتل الهوائية الاستوائية البحرية (mE)

وتوجد فوق النطاقات المحيطية الاستوائية المحصورة بين دائرتى عرض ١٠° شمالاً وجنوباً، وهى تحمل صفات الكتل الهوائية المدارية البحرية ولكن يرتفع فيها متوسط درجة الحرارة ليبلغ ٢٧°م، ويرتفع فيها متوسط الرطوبة

النوعية ليبلغ ١٩ جم/كجم، ويعنى ذلك أنها حارة جداً ورطبة جداً مما يؤدى إلى حالة عدم الاستقرار بسبب زيادة نشاط تيارات الحمل الحرارى لأعلى وتكون سحب الركام والركام الطبقى وتسقط الأمطار بغزارة وتعتبر هذه الكتل مصدر الرياح الموسمية التى يتأثر بها سواحل جنوب شرق اسيا، ووسط وشرق أفريقيا فى فصل الصيف.

تعديل الكتل الهوائية Air Masses Modification

لا تمكث الكتل الهوائية فوق أقاليم مصدرها إلى الأبد، ولكنها تتحرك عند حدوث أى تغير فى توزيع الضغط الجوى تاركة الاقليم المصدر وتحمل معها خصائصها التى اكتسبتها منه متجهة إلى أقاليم أخرى، وخلال عملية تحركها تمر على أسطح تختلف فى خصائصها عن خصائص الاقليم المصدر فتتأثر بها وتتعدل صفاتها وبخاصة فى الطبقة السفلية منها، ويترتب على ذلك حدوث اضطرابات هوائية رأسية وبخاصة إذا تحركت فوق سطح أدفأ وأقل كثافة منها.

وتتعدل الكتل الهوائية بسبب ثلاث عمليات أساسية، الأولى: بواسطة تغير درجة الحرارة أو الرطوبة النسبية أو الاثنين معاً على السطح الذى تتحرك فوقه، والثانية: بواسطة التغير الحركى أو الميكانيكى الذى ينشأ بسبب احتكاك الكتل الهوائية مع السطح الذى تتحرك فوقه، فتنشأ حركات دوامية تخلط الهواء مع بعضه خلال المستويات المختلفة للكتلة فتتغير خصائص درجة الحرارة والرطوبة خلال مستوياتها، والثالثة: بواسطة التغير الحرارى الحركى الذى يحدث حين تمر الكتلة الهوائية فوق سطح غير متجانس معها حرارياً وبخاصة إذا كان أدفأ وأقل كثافة منها مما يسبب حالة من عدم الاستقرار وتتشكل معها تيارات الحمل الحرارى الصاعدة ويتكاثف الهواء الدافئ فوق الهواء البارد مكوناً ما يعرف بالاعصارcyclone أو الانخفاض الجوى weather depresion.

وتتعدل الكتل الهوائية بشكل سريع، فتتحرك الكتل الهوائية القطبية القارية (cP) من اقليم مصدرها وسط وشمال كندا نحو الولايات المتحدة الأمريكية واقليم

البحيرات العظمى فتتحول إلى كتل هوائية قطبية قارية باردة غير مستقرة (cPk) لأنها تصبح أبرد من السطح الذى تتحرك فوقه، وتنشأ حالة من عدم الاستقرار بسبب ارتفاع درجة حرارة الطبقة السفلية من الكتلة الهوائية فتنشأ تيارات حمل حرارى رأسية تتسبب فى تكوين سحب الركام والركام الطبقى وتسقط أمطارها الثلجية، كما تتحرك الكتل الهوائية القطبية القارية (cP) أيضا نحو المحيطات المجاورة وتكون أبرد من سطح المياه, وتتحمل ببخار الماء وتزداد صور التكاثف بها وتتكون السحب بأنواعها ويتشكل الضباب.

وعندما تتحرك أيضا الكتل الهوائية القطبية القارية (cP) نحو نطاقات جليدية مجاورة أبرد منها تصبح دافئة مستقرة (cPw) فتزداد برودة الطبقة السفلى منها وتزداد كثافتها وينخفض الحمل الحرارى وتصبح حالة الجو مستقرة.

وتتعدل الكتل الهوائية القطبية البحرية (mP) فى شمالى المحيط الهادى والمحيط الأطلسى فتتحرك نحو النطاقات الساحلية المجاورة الأدفأ منها فتصعد السلاسل الجبلية فى أمريكا الشمالية وشمال وغرب أوروبا، وتتحول إلى كتل باردة غير مستقرة (mPk) وتتشكل سحب المزن الركامى ويسقط الثلج بغزارة ويسود طقس عاصف خطير، وباستمرار تحركها داخل النطاق القارى تفقد جزء من حرارتها وتصبح أدفأ من السطح وتتحول إلى كتل دافئة مستقرة (mPw) ويسود الاستقرار فى الطقس ويظهر الانعكاس الحرارى.

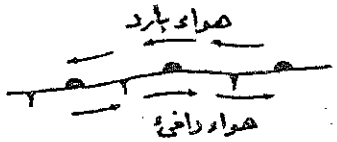
ولا تتعدل الكتل الهوائية المدارية (T) بالسرعة نفسها التى تتعدل خلالها الكتل القطبية، بسبب انخفاض المدى الحرارى بين الهواء المدارى القارى والبحرى، فتتحرك الكتل الهوائية المدارية البحرية (mT) شمالاً (فى نصف الكرة الشمالى) إلى نطاقات أبرد منها فتتحول إلى كتل دافئة (mTw) وتسود حالة من الاستقرار الجوى على الرغم من ارتفاع رطوبتها بسبب هدوء تيارات الحمل الحرارى وبرودة الطبقة السفلى منها.

الجبهات الهوائية Air Fronts

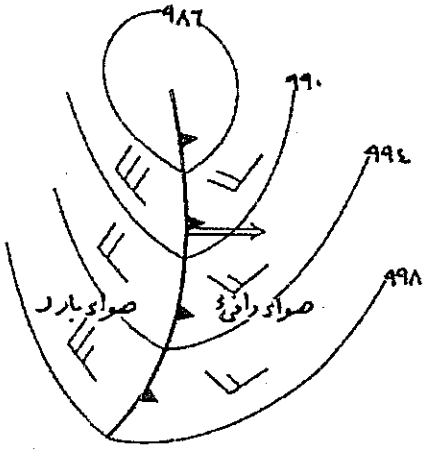
تتحرك الكتل الهوائية من أقاليم المصدر نحو أقاليم أخرى تستقر فوقها كتل هوائية أخرى لها خصائص مناخية أخرى، فتتحرك كتل هوائية باردة نحو نطاقات أدفأ فتتقابل مع كتل هوائية دافئة ولا تختلط الكتلتان غير المتجانستان حراريا بسهولة نتيجة لاختلاف كثافة كل منهما (بسبب التباين الحرارى بينهما) فتتكون بينهما منطقة انتقالية تسمى الجبهة الهوائية Air Front شكل رقم (٦٠).

وتتباين حالة الطقس فوق الجبهات الهوائية تبعاً لتباين اتجاه الكتل المتقابلة أو المتلاحقة، والمدى الحرارى بينهما، فعندما تتقابل الكتل الهوائية القطبية الباردة جداً مع الكتل الهوائية القطبية الأقل برودة تتكون جبهة قطبية باردة جداً Arctic Front ولأن المدى الحرارى بينهما منخفض فيكون التغير فى الطقس صغيراً. وعندما تتقابل الكتل الهوائية القطبية مع الكتل الهوائية المدارية تتكون جبهة قطبية باردة Polar Front ولأن المدى الحرارى بين الكتلتين كبيراً فيكون التغير فى الطقس كبيراً وعنيفا. وعندما تتقابل الكتل الهوائية المدارية مع الكتل الهوائية الاستوائية تتكون جبهة مدارية Intertropical Front، ولأن المدى الحرارى بين الكتلتين صغيراً فيكون التغير فى الطقس قليلاً.

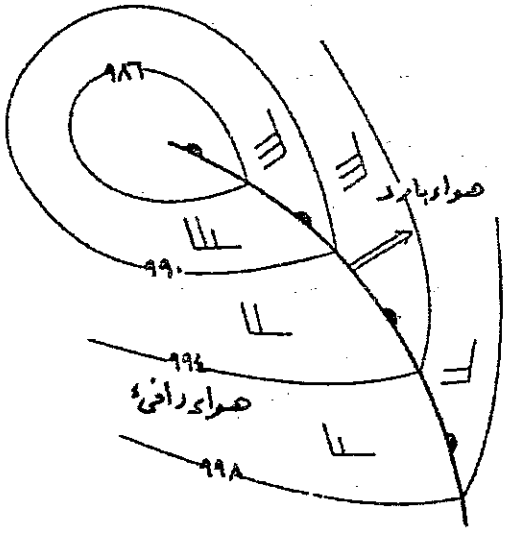
ويمكن تمييز أربع أنواع من الجبهات الهوائية تتكون تبعاً لاتجاه وطبيعة تقابل الكتل الهوائية وتدفقها، فتعرف الجبهة الهوائية بأنها جبهة هوائية ثابتة Stationary Front فى حالة تجاور الكتل الهوائية القطبية مع الكتل الهوائية المدارية فى مستوى واحد بعد أن تفقد قدرتها على الحركة، وتعرف بأنها جبهة هوائية باردة Cold Front عندما تتقدم الكتل الهوائية القطبية الباردة لتحل محل الكتل الهوائية المدارية الدافئة، وتعرف بأنها جبهة هوائية دافئة Warm Front عندما تتقدم الكتل الهوائية المدارية الدافئة لتحل محل الكتل الهوائية القطبية الباردة، وتعرف بأنها جبهة هوائية منطبقة Occluded frontعندما تتلاحق ثلاث كتل هوائية متباينة حرارياً وراء بعضها فتنحصر الكتلة الهوائية الدافئة بين الكتلة الهوائية الباردة فى المقدمة والكتلة الهوائية ا لباردة جداً فى المؤخرة.



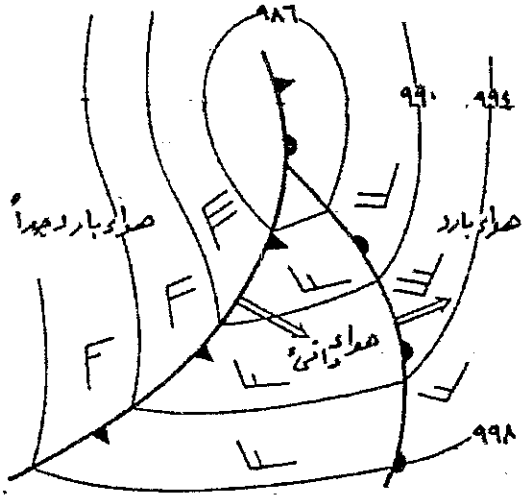
تكون الجبهة الهوائية



الجبهة الهوائية الباردة



الجبهة الهوائية الدافئة



الجبهة الهوائية المنطبقة

شكل رقم (٦٠) أنواع الجبهات الهوائية

ويتميز الطقس عند مرور الجبهة الباردة بالبرودة الشديدة، وظهور سحب المزن الركامى الناتجة بفعل تكاثف الهواء الدافئ فوق الهواء البارد مما يؤدى إلى سقوط أمطار غزيرة مصحوبة بعواصف البرق والرعد، وكلما كانت سرعة الجبهة بطيئة كلما استمر تكاثف السحب وسقوط الأمطار على مساحات واسعة.

ويتصف الطقس عند مرور الجبهة الدافئة بالاستقرار نتيجة تقدم الهواء الدافئ أعلى الهواء البارد، ويبدأ فى التكاثف التدريجى فتظهر سحب السمحاق الرقيقة التى تتحول إلى السمحاق الطبقى، ثم إلى السحب الطبقية، فالمزن الطبقى وتسقط أمطار خفيفة، وفى أثناء الليل يتكاثف الضباب (ضباب الجبهات Frontal Fog) وبعد مرور الجبهة الدافئة ينخفض التكاثف إلى أدنى مستوياته فينتهى الضباب وتخلو السماء من السحب.

ويختلف الطقس عند مرور الجبهة المنطبقة تبعا لتباين درجة حرارة الكتل الهوائية الثلاثة المتلاحقة، فعندما يكون الهواء البارد فى المقدمة أقل برودة من الهواء البارد فى المؤخرة يرتفع الهواء الدافئ بينهما بعيداً عن سطح الأرض ويتشكل طقس مشابه تماماً لنظيره الذى يتشكل عند مرور الجبهة الدافئة. وفى حالة ما إذا كان الهواء البارد فى المقدمة أكثر برودة من الهواء البارد فى المؤخرة يتشكل طقس مستقر بارد جاف.

الأعاصير Cyclones

وتعرف بالانخفاضات الجوية Air Depressions وهى مراكز ضغط منخفض تدور حولها الرياح فى حركة ضد اتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى، ومع اتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى، وتنشأ الأعاصير فى العروض المدارية بسبب انخفاض الضغط الجوى جداً بسبب ارتفاع درجة حرارة الهواء وانخفاض كثافته ونشاط تيارات الحمل الحرارى المتصاعدة، وتتكون فى العروض المعتدلة بسبب تقابل كتل هوائية غير متجانسة حرارياً، فتنشأ حركة دائرية للهواء ناتجة بفعل صعود الهواء الدافئ الأقل كثافة إلى أعلى وهبوط الهواء البارد الأعلى كثافة إلى أسفل، فينخفض

الضغط الجوى فى منطقة تلاقى الكتلتين الهوائيتين بالمقارنة مع نهاياتها، وتتوقف سرعة دوران الهواء على معدل انحدار الضغط الجوى بين منطقة التلاقى (مركز الاعصار) وأطرافه النهائية.

وللإعصار دورة حياة تتوزع على عدة مراحل منذ بداية نشأته وحتى اضمحلاله، ويوضح الشكل رقم (٦١) مراحل تكون الاعصار، ونستنتج من تتبعه مايلى:

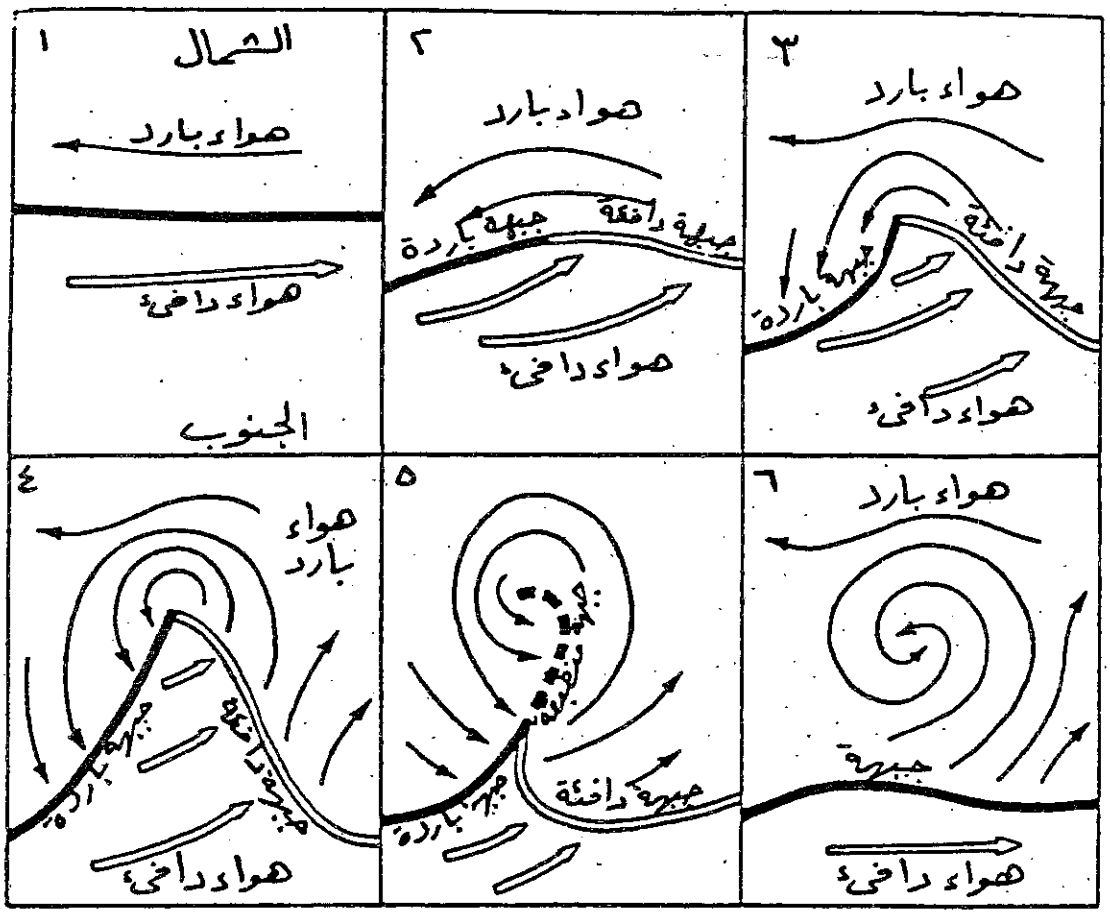
١- ينشأ الاعصار عندما تتقابل كتلتان هوائيتان متضادتان فى الاتجاه، ومختلفتان بشكل كبير فى درجة الحرارة.

٢- تتكون جبهة هوائية انتقالية بين الكتلتان الهوائيتان تفصلهما، ويسود الهواء الدافئ فى المقدمة، ويسود الهواء البارد فى الموخرة.

٣- تتموج الجبهة الفاصلة بسبب اندفاع الهواء الدافئ إلى أعلى، واندفاع الهواء البارد إلى أسفل فى اتجاه ضد حركة عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى وفى اتجاه مع حركة عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى.

٤- يزداد تموج الجبهة الفاصلة فتتعرض مؤخرة الاعصار لاندفاع الهواء البارد ليحل محل الهواء الدافئ فتتشكل الجبهة الباردة فى المؤخرة، وبالمثل تتعرض مقدمة الاعصار إلى اندفاع الهواء الدافئ إلى أعلى ليحل محل الهواء البارد فتتشكل الجبهة الدافئة فى المقدمة.

٥- ينحصر الهواء الدافئ بين الجبهة الباردة فى المؤخرة، والجبهة الدافئة فى المقدمة ويعرف بالقطاع الدافئ، ولأن سرعة الهواء البارد فى مؤخرة الانخفاض أكبر من سرعة الهواء الدافئ فى المقدمة، فإن القطاع الدافئ يضيق تدريجياً وتلحق الجبهة الباردة بالجبهة الدافئة وتتشكل الجبهة المنطبقة، ويستمر اندفاع الهواء البارد فى مؤخرة الانخفاض حتى يتصل مع الهواء البارد فى مقدمة الانخفاض ويندفع الهواء الدافئ كاملاً إلى أعلى مختلطا بالهواء البارد، وتسمى هذه المرحلة بمرحلة الانطباق Occlusion ويضمحل بعدها الاعصار.



شكل رقم (٦١) مراحل تكون الاعصار (الانخفاض الجوي)

الظواهر الجوية المصاحبة لمرور الاعصار

يصحب مرور كل مرحلة من مراحل الاعصار ظواهر جوية مرتبطة بحجم وكمية الاختلاط بين الكتل الهوائية، ومساحة منطقة الجبهات الدافئة أو الباردة، ونستعرض فيما يلى تلك الظواهر.

١- يتصف الطقس بالاستقرار فى بداية تشكل الاعصار بسبب مرور الهواء البارد فى مقدمة الاعصار وانعدام وجود تيارات الحمل الحرارى المتصاعدة.

٢- ينخفض الضغط الجوى وترتفع درجة الحرارة عند مرور الجبهة الدافئة ويتغير اتجاه الرياح من الاتجاه الشرقى إلى الاتجاه الجنوبى، ويبدأ نشاط تيارات الحمل الحرارى الصاعدة فيتكاثف بخار الماء ويبدأ تشكل السحب فتتشكل سحب السمحاق المرتفعة ويزداد تدفق الهواء الدافئ وتكاثفه فيزداد سمك السحب وينخفض ارتفاعها فتتحول إلى السحب الطبقية ثم إلى المزن الطبقى وتسقط أمطار متوسطة.

٣- بعد مرور الجبهة الدافئة يمر القطاع الدافئ ويستمر انخفاض الضغط الجوى وارتفاع درجة الحرارة ويتحول اتجاه الرياح إلى جنوبى غربى، ويزداد نشاط تيارات الحمل الحرارى الصاعدة، وتتحول السحب إلى الركام المنخفض الارتفاع وقد يصاحبها سقوط بعض الأمطار الخفيفة على شكل رخات.

٤- عند مرور الجبهة الباردة تنخفض درجة الحرارة ويتحول اتجاه الرياح إلى شمالية ثم إلى شمالية غربية وتزداد سرعتها ويزداد تكاثف السحب فتصبح ركام طبقى ثم مزن ركامى وتسقط الأمطار بغزارة وتحدث عواصف البرق والرعد ويسقط البرد، وتشتد سرعة الرياح الباردة.

٥- يتحسن الطقس فتنخفض سرعة الرياح وتتناقص كمية السحب وكمية الأمطار ويبدأ فى الاستقرار بعد مرور الجبهة الباردة، ويرتفع الضغط الجوى وتنخفض درجة الحرارة وينعدم وجود السحب وتصبح السماء صافية زرقاء وتسود حالة من الهدوء قبل أن يهب اعصار آخر.

وتتراوح فترة مرور الاعصار بين يوم واحد وأسبوع تبعا لكمية الهواء الدافئ وتدفقه ونشاط تيارات الحمل الحرارى الصاعدة، وقد تتوالى الأعاصير بحيث تتصل نهاية الاعصار المنصرم مع بداية الاعصار المتقدم فتتكرر الأحوال الجوية المصاحبة للاعصار مرة أخرى مع الأخذ فى الاعتبار عدم تشابه المدة الزمنية لمرور كل اعصار بسبب تباين حجم الكتل الهوائية وكمية الاختلاط بينها.

الأعاصير المدارية

تنشأ فوق مياه المحيطات فى النطاقات المدارية المحصورة بين دائرتى عرض ٨ ، ١٥ درجة شمالاً وجنوبا، وتتحرك الأعاصير المدارية من أقاليم نشأتها فوق المحيطات وتتجه شرقاً نحو اليابس المجاور، وهى بذلك تكون أقوى وأشد عنفاً من أعاصير العروض المعتدلة بسبب ارتفاع محتواها من تيارات الحمل الحرارى الصاعدة بسبب زيادة التسخين، وارتفاع محتواها من بخار الماء، وارتفاع معدل انحدار الضغط الجوى بين مراكز الاعصار وأطرافه الخارجية، فتدور الرياح بسرعة فائقة حول مركز الاعصار فتتراوح سرعتها بين ٥٠ ، ٤٥٠ كم/ساعة، وتقترب قاعدة السحب من سطح الأرض وتسقط أمطار غزيرة جداً ويصاحبها عواصف البرق والرعد الخطيرة.

وتعد أعاصير التورنادو Tornado أعنف أنواع الأعاصير المدارية، فعندما تتشكل تقترب قاعدة السحب من سطح الأرض وتدور السحب فى حركة دوامية شديدة حتى تأخذ شكل المخروط الذى يتدلى رأسه من السماء إلى سطح الأرض ويتراوح قطره بين ٢٠، ٤٠ متراً، وينتج عند مروره تلف المحاصيل وتحطيم المساكن الخشبية والنوافذ الزجاجية، ويجرف الأرض، ويجذب مياه المحيطات، وأكثر من ذلك فهى تجذب لأعلى الألواح، والحيوانات، والسيارات، والسفن، وتشكل بذلك أحد الأخطار الطبيعية العنيفة.

وتعرف الأعاصير المدارية بالتيفون Typhoons عند مرورها فى بحر الصين

وسواحل اليابان، وبالهاريكين Hurricanes عند مرورها فى خليج المكسيك وسواحل فلوريدا وجزر الهند الغربية.

التوزيع الجغرافي للأعاصير

ينحصر هبوب الأعاصير فى العروض المعتدلة بين دائرتى عرض ٣٥°، ٦٠° شمالاً وجنوباً، فى حين ينحصر هبوب الأعاصير المدارية بين دائرتى عرض ١٠°، ٢٠° شمالاً وجنوباً، ويتزحزح نطاق هبوب الأعاصير نحو الشمال فى فصل الصيف، ونحو الجنوب فى فصل الشتاء بما يتراوح بين ٥ ، ١٢ درجة عرضية تبعاً لتزحزح نطاقات الضغط الجوى نتيجة لانتقال تعامد الشمس بين مدار السرطان، مدار الجدى.

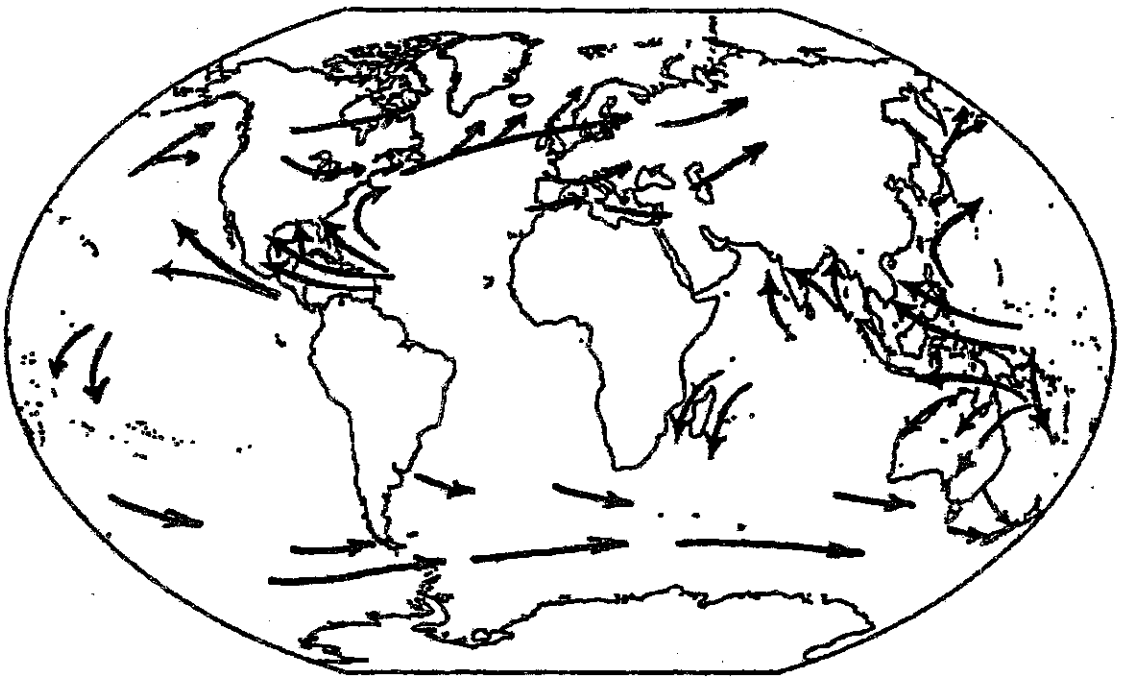
ويوضح الشكل رقم (٦٢) توزيع الأعاصير على سطح الكرة الأرضية ويتضح منه ما يلى:

١- تتحرك أعاصير العروض المعتدلة من الغرب إلى الشرق فى مسارات منحنية من الغرب إلى الشرق تميل نحو القطبين، فهى تنشأ فى جنوب شرق آسيا وتتجه نحو السواحل الشمالية الغربية لأمريكا الشمالية، حيث تعبر جبال الروكى وتؤثر فى وسط وشرق أمريكا الشمالية.

٢- تنشأ أعاصير العروض المعتدلة فى شمال المحيط الأطلسى وتتجه نحو السواحل الغربية والشمالية الغربية لأوروبا، ونحو شمال غرب أفريقيا وحوض البحر المتوسط.

٣- تنشأ أعاصير العروض المعتدلة فى جنوب الكرة الأرضية فوق المحيط الجنوبى وتتحرك فى اتجاه عام من الغرب إلى الشرق فى مسارات شبه مستقيمة فى امتداد يوازى دوائر العرض، حيث يؤدى التجانس الحرارى لسطح المياه إلى انتظام مساراتها.

٤- تنشأ الأعاصير المدارية فوق المحيطات المدارية وهى تتحرك فى مسارات منحنية نحو القارات فتتكون فى وسط المحيط الهادى وتتجه نحو شرق



شكل رقم (٦٢) توزيع أعاصير العروض الوسطى والعروض المدارية

وجنوب شرق آسيا وبخاصة جزر اليابان والفلبين وشمال وغرب أستراليا. فى حين تنشأ فوق المحيط الهندى وتتجه نحو السواحل الشمالية الغربية لاستراليا وخليج البنغال وتتجه نحو سواحل جنوب غرب آسيا والبحر العربى وتتجه نحو سواحل جزر مدغشقر وموريشيوس. وتنشأ فوق المحيط الأطلسى وتتجه نحو سواحل خليج المكسيك والبحر الكاريبى وسواحل فلوريدا.

وتختلف الأعاصير عامة فى اتساع المساحة التى تغطيها حيث يتراوح مساحتها بين بضعة مئات، بضعة آلاف الكيلومترات المربعة ويعتمد ذلك على حجم الكتل الهوائية واستمرار تحركها، وتتباين الأعاصير أيضا فى عمقها الذى يعبر عنه معدل انحدار الضغط الجوى بين مركزها والنهايات الخارجية لها، فكلما زاد معدل الانحدار فى الضغط الجوى زاد عمق الاعصار وشدته وسرعة دوران الرياح حول مركزه، كما أن الأعاصير العميقة أسرع فى حركتها من الأعاصير الضحلة.

ضد الاعصار Anticyclone :

تعرف اضداد الأعاصير بالارتفاعات الجوية وهى مراكز ضغط مرتفع يدور حولها الهواء فى اتجاه مع عقرب الساعة فى نصف الكرة الشمالى، وضد اتجاه عقرب الساعة فى نصف الكرة الجنوبى. وينحدر الضغط الجوى خلالها بمعدلات منخفضة بالاتجاه من مراكزها نحو أطرافها، ولهذا تنخفض سرعة الرياح جداً وتتفرق من مراكزها نحو أطرافها الأدفأ والأقل كثافة.

وتنشأ اضداد الأعاصير فوق مناطق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠°شمالاً وجنوباً عندما تتفرق الرياح التجارية فى اتجاه الاستواء، والرياح الغربية فى اتجاه الدائرة القطبية، وتنشأ أيضاً فوق القطبين حيث تنخفض درجة الحرارة جداً فوق الغطاءات الجليدية الدائمة، أو عندما تنخفض درجة الحرارة بشدة فوق اليابس، أو فوق سطح المحيطات عند مرور التيارات المائية الباردة، كما تنشأ اضداد الأعاصير بعد مرور الاعصار واضمحلاله وقبل مرور اعصار آخر. ويتصف الطقس الذى يصاحب اضداد الأعاصير بالاعتدال والاستقرار

وهدوء حركة الرياح وانخفاض درجة الحرارة وصفاء السماء وزرقتها، وحدوث الصقيع ليلاً بسبب فقدان سطح الأرض للحرارة بسرعة أثناء الليل، وبندر تكون السحب وحدوث التساقط الذى يكون على شكل رذاذ ثلجى فى حالة حدوثه.

الرياح المحلية التي تنشأ عند مرور الأعاصير:

يصحب مرور الأعاصير نشأة بعض أنظمة الرياح المحلية التى تهب فوق مناطق محدودة من سطح الأرض فى فترات قصيرة، وتكتسب هذه الرياح بعض صفاتها من صفات المرحلة التى يكون عليها الاعصار، ومن الخصائص المكانية التى يمر فوقها الإعصار، فتكون الرياح حارة فى حالة هبوبها فى مقدمة الاعصار عند مرور الجبهة الدافئة، وتكون باردة فى حالة هبوبها فى مؤخرة الأعصار عند مرور الجبهة الباردة، وتكون محملة بالغبار والأتربة فى حالة هبوبها فوق نطاقات صحراوية، وتكون رطبة فى حالة مرورها فوق مسطحات مائية، وتكون جافة فى حالة مرورها فوق اليابس.

ويمكن تقسيم الرياح المصاحبة لمرور الأعاصير إلى رياح حارة تهب فى مقدمة الاعصار وهى تكتسب حرارتها عند مرورهاعلى نطاقات حارة، وأخرى حارة تكتسب حرارتها عند مرورها على نطاقا ت جبلية وتنحدر على سفوحها، وإلى رياح باردة تهب فى مؤخرة الاعصار وتكتسب برودتها من ارتفاع الضغط الجوى واختفاء السحب وتبدد الاشعاع الأرضى فى الليالى الصافية ونستعرضها فيمايلى:

أولاً: رياح حارة تهب في مقدمة الأعاصير:

وتنقسم إلى :

١- رياح حارة جافة:

وتنشأ بسبب مرورها على نطاقات صحراوية حارة وجافة ومن أمثلتها:

الخماسين:

وهى رياح حارة مترية تهب على الجزء الشمالى من الأراضى المصرية فى مقدمة الأعاصير التى تمر على السواحل الشمالية المصرية فى فصل الربيع

وبخاصة فى شهرى مارس وأبريل، فعندما يتقدم الاعصار من جهة الغرب ماراً على السواحل الشمالية المصرية ويكون اتجاه الرياح جنوبى فى بداية مرور الإعصار ثم يتحول إلى جنوبى غربى عندما تستمر حركة الإعصار نحو الغرب فتخرج الرياح من النطاق الصحراوى فتهب عاصفة ترتفع فيها درجة الحرارة وتنخفض الرطوبة النسبية وتكون محملة بالرمال والأتربة فيكفهر الجو ويظلم، وتستمر هذه الأحوال الخماسينية لمدة يوم وقد تمتد أحياناً إلى عدة أيام، ويتوقف ذلك على مدى اتساع الاعصار وسرعة مروره، وينتهى الطقس الخماسينى بعد تحول الرياح إلى الاتجاه الشمالى عندما تستمر حركة الإعصار نحو الغرب فتنخفض درجة الحرارة وترتفع الرطوبة النسبية فى الهواء.

وتنقل الرياح الخماسينية الآفات والحشرات الضارة بالمحاصيل الزراعية، وتسبب أمراض العيون والجهاز التنفسى، كما يتسبب ارتفاع درجة حرارة الهواء وجفافه فى إشعال الحرائق أحياناً.

القبلي:

وهى رياح حارة جافة تشبه الخماسين تهب على النطاقات الشمالية من ليبيا فى مقدمة الأعاصير التى تمر على هذه النطاقات.

السيروكو:

وهى رياح حارة جافة تشبه الخماسين أيضاً وتهب على النطاقات الشمالية من تونس والجزائر والمغرب، وهى تعبر البحر المتوسط فتصبح رطبة فتهب على صقلية وايطاليا وسواحل جنوب فرنسا وشرق أسبانيا وتتسبب فى ارتفاع درجة الحرارة وظهور الضباب الكثيف، واثارة الأتربة الناعمة التى حملتها معها.

الهرمتان:

وهى رياح حارة جافة تهب على ساحل خليج غينيا فى غرب وسط أفريقيا خلال فصلى الشتاء والربيع، وتعمل على انخفاض الرطوبة النسبية فتلطف الطقس ولهذا السبب يطلق عليها الأهالى اسم الطبيب.

الهبوب :

وهى رياح حارة جافة مترية تهب على شمال السودان خلال فصلى الصيف والخريف ويصاحبها سقوط أمطار غزيرة بسبب نشاط تيارات الحمل الحرارى الصاعدة، وتكاثف سحب المزن الركامى ويصاحبها عواصف البرق والرعد.

طبيب رأس الرجاء الصالح :

وهى رياح حارة جافة تهب على مدينة (كيب تاون) فى جنوب أفريقيا فى فصل الصيف فتخفض من الرطوبة النسبية وتلطف الطقس ويطلق عليها الأهالى اسم الطبيب.

السموم :

وهى رياح حارة جافة مترية تهب على شبه الجزيرة العربية وفلسطين وسوريا والأردن فى فصلى الخريف والربيع.

أندهيس :

وهى رياح حارة جافة مترية تهب على النطاقات الشمالية الشرقية من الهند.

السوخوفي :

وهى رياح حارة جافة تهب على جنوب شرق روسيا وكازاختان خلال فصل الصيف.

أوتـان :

وهى رياح حارة جافة تهب على جنوب فرنسا. وهى تتصف بشدتها وارتفاع درجة حرارتها.

البريكفيلدرز :

وهى رياح شمالية حارة جافة مترية تهب من داخل استراليا نحو الجنوب الشرقى فى فصل الصيف وتتسبب فى ارتفاع درجة الحرارة.

٢- رياح حارة جافة تهب في المناطق الجبلية:

وهى رياح تهب فى مقدمة الأعاصير أثناء مرور الجبهة الدافئة، وتكتسب هذه الرياح حرارتها من انحدارها على السفوح الجبلية أثناء مرور الأعاصير عليها، ومن أمثلتها ما يلى.

الفوهن:

وتهب على جبال الألب فتعبرها وتنحدر على وديانها الشمالية، وتنخفض درجة حرارة الرياح أثناء صعودها السفوح الجبلية الجنوبية لجبال الألب وترتفع رطوبتها النسبية، وتسقط أمطارها حتى تصل إلى قمم الجبال وتكون قد فقدت رطوبتها، وبعد ذلك تهب على السفوح الجبلية الشمالية فى الاتجاه المقابل فترتفع درجة حرارتها بسبب انضغاطها أثناء هبوطها فتصل إلى الأودية على هيئة رياح دافئة جافة، فترفع من درجة حرارة الهواء ويذوب الجليد وتحدث الفيضانات.

الشنوك:

وتهب على جبال الروكى بأمريكا الشمالية فى اتجاه حركة الأعاصير من المحيط الهادى غرباً فتنحدر على السفوح الشرقية لجبال الروكى فترفتع حرارتها ويذوب الجليد وتزدهر الزراعة والمراعى الطبيعية. وقد أطلق عليها المواطنون الهنود هذا الاسم ويعنى آكلة الثلج.

سانتا آنا:

وتهب على ولاية كاليفورنيا بالساحل الغربى لأمريكا الشمالية، وبعد عبورها للسفوح الجبلية تمر بمناطق ظل مطر صحراوية فتتحمل بالأتربة والغبار وتصبح حارة جافة مترية.

الزوندا:

وتهب على الارجنتين وأوراجواى بعد عبورها جبال الأنديز وتكون جافة حارة.

السيمون:

وتهب على إيران وتكون حارة جافة بعد عبورها المنحدرات الجبلية.

البيرج:

وتهب فى جنوب أفريقيا وتكون حارة جافة بعد عبورها هضبة القلد، وتسبب طقساً حاراً جداً يسبب خسائر زراعية كبيرة.

ثانياً: رياح باردة تهب في مؤخرة الأعاصير:

ويصاحب هبوبها مرور الجبهة الباردة والهواء البارد فى مؤخرة الإعصار، وتتسبب فى إنخفاض درجة الحرارة على المناطق التى تمر عليها، وتنشأ نتيجة هبوطها على السفوح الجبلية وبخاصة ذات القمم المغطاة بالجليد ومن أمثلتها مايلى:

المسترال:

تهب على السفوح الجبلية بجنوب أوروبا نحو البحر المتوسط، وبخاصة على وادى الرون بجنوب فرنسا، وتكون باردة وشديدة لدرجة أنها تقتلع الأشجار، وتعوق الملاحة البحرية، وتسبب كثير من الحوادث.

البورا:

تهب على السفوح الجبلية الجنوبية لجبال الألب فى اتجاه البحر الأدرياتى، وتكون باردة جافة.

الترامونتانا:

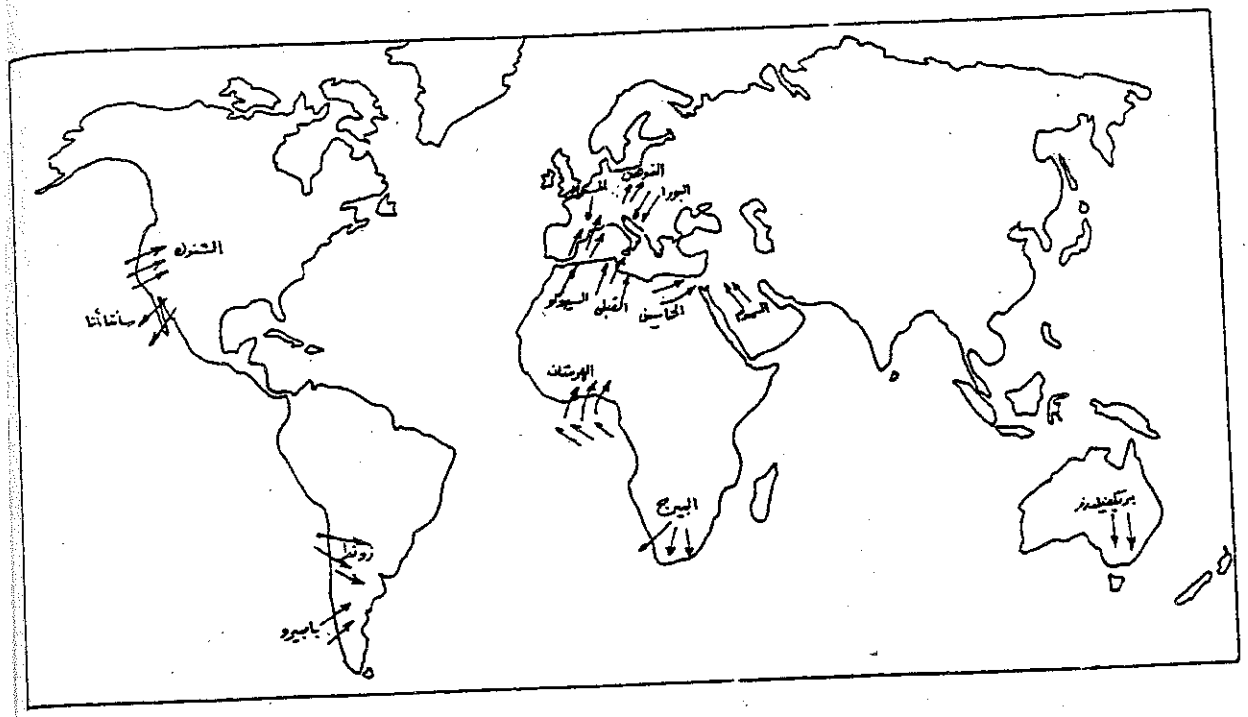
وتهب على سفوح المرتفعات الجبلية الفرنسية وجبال البرانس نحو ساحل البحر المتوسط الفرنسى والأسبانى، ويصحب هبوبها طقس صحو وجاف.

الفارداراك:

تهب على شمال بحر إيجه وهى رياح باردة جافة تشبه المسترال والبورا.

البامبيرو:

وتهب على اقليم البمبا الأرجينتينى وتكون باردة ورطبة مصحوبة بسحب المزن الركامى التى ينتج عنها أمطاراً غزيرة وعواصف البرق والرعد.



شكل رقم (٦٣)

توزيع بعض أنواع الرياح المحلية المصاحبة لمرور الاعاصير

البابا جايو :

تهب على المكسيك وتكون شديدة البرودة وممطرة وتصبح جافة عندما تصل إلى سواحل المحيط الهادى.

• الخلاصة..

١- الكتلة الهوائية هى نطاق هوائى ضخم تتجانس فيه الخصائص المناخية بالتوافق مع الخصائص الجغرافية للاقليم الأرضى الذى تستقر فوقه المعروف بالاقليم المصدر.

٢- تتعدد أنواع الكتل الهوائية فهى تصنف إلى ثلاثة أنواع أساسية تبعاً للموقع الفلكى للاقليم المصدر، وتبعاً لطبيعة سطح الاقليم المصدر، وتبعاً لحركتها ودرجة حرارة السطح الذى تتحرك فوقه.

٣- تتحرك الكتل الهوائية عند حدوث أى تغير فى توزيع الضغط الجوى تاركة أقاليم المصدر، وعندما تمر على أسطح تختلف فى خصائصها عن خصائص الاقليم المصدر تتعدل صفاتها وينتج عن ذلك اضطرابات جوية رأسية وأفقية.

٤- ينتج عن تقابل الكتل الهوائية وبخاصة غير المتجانسة حراريا جبهات هوائية دافئة وأخرى باردة، يتسبب تكونها فى حدوث أحوال جوية متباينة الاستقرار.

٥- تعد الأعاصير وأضداد الأعاصير مظاهر جوية تنشأ نتيجة تقابل الكتل الهوائية غير المتجانسة، وتعبر الأعاصير عن حالة عدم الاستقرار فى الجو، وينشأ عن تكونها ظواهر جوية متعددة، وهى تنقسم تبعاً لنطاق هبوبها إلى أعاصير العروض الوسطى، وأعاصير مدارية أقوى وأعنف ينشأ عنها خسائر مادية كبيرة.

٦- يصاحب مرور الأعاصير بعض أنظمة الرياح المحلية الحارة التى تهب فى مقدمة الاعصار، والباردة التى تهب فى مؤخرة الاعصار، ويطلق عليها عدة أسماء محلية مختلفة.

المحاضرة الثالثة

الفصل الثالث

درجة الحرارة

Temperature

- صافي الاشعاع الشمسي والحرارة
- الحرارة ، درجة الحرارة
- مقاييس درجة الحرارة
- قياس درجة الحرارة
- التباين الزمني لدرجة الحرارة
  - الدورة اليومية لدرجة الحرارة
  - الدورة السنوية لدرجة الحرارة
- التوزيع الجغرافي لدرجة الحرارة
- الإنقلاب الحراري
- الاحتباس الحراري

صافي الاشعاع الشمسي والحرارة :

يستقبل سطح الأرض مايصله من الاشعاع الشمسى (٥١ ٪ من إجمالى الاشعاع الشمس الآتى من الشمس) مع بداية شروق الشمس فترتفع حرارته فى النهار ويفقدها تدريجيا بعد غروب الشمس فتنخفض حرارته ليلاً فعندما يمتص جسم ما الطاقة الاشعاعية يحولها إلى طاقة محسوسة فترتفع حرارته وعندما يفقدها تنخفض حرارته، هذه علاقة فيزيائية طردية معلومه، فالتغير فى الطاقة يغير من حرارة الأجسام.

وتتباين طبيعة المواد المشكلة لسطح الأرض (الصلبة، السائلة، الغازية) ومايعلوه من هواء فى كمية ماتكتسبه من طاقة شمسية تبعاً لتباينها فى كمية ماتعكسه ، وماتشتته، وماتمتصه منها، وبالتالى فمقدار مايستوعبه كل جسم من طاقة يحدد مقدار مايحتويه من كمية حرارية. وبعبارة أخرى تختلف مكونات كل من سطح الأرض (اليابس بجميع مظاهره، والماء) وهواء طبقه التروبوسفير الأدنى الملامس له (الغازات، بخار الماء، المواد العالقة) من مكان إلى آخر وبالتالى تتفاوت كمية مايكتسبه كل عنصر منها من طاقة شمسية (صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فيه) ، وتكون هذه التغيرات فى الطاقة المكتسبة المسئولة عن التغيرات الحرارية لعناصر سطح الأرض والهواء الملامس له.

ونستطيع مما تبين فى دراستنا للاشعاع الشمسى وتدفقات الطاقة الشمسية أن نحدد صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة أى عنصر على سطح الكرة الأرضية والذى يعد محصلة التوزان بين الاشعاع الشمسى والاشعاع الأرضى بالصيغة التالية:

$$ش = ق\downarrow - ق\uparrow + ط\downarrow - ط\uparrow$$

حيث ش هى صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى السطح

ق↓ هى كمية الأشعة ذات الموجات القصيرة الآتية من الشمس

ق↑ هى كمية الأشعة ذات الموجات القصيرة المفقودة من السطح

ط↓ هى كمية الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة الآتية من الشمس

ط↑ هى كمية الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة المنبعثة من السطح (الأشعاع الأرضى)

ويمكن التعبير عن صافى الأشعة ذات الموجات القصيرة التى تؤثر فى السطح (ق↓ – ق↑) بالصيغة التالية:

$$ق↓ - ق↑ = ق (١ - أ)$$

حيث أ هى نسبة الاشعة ذات الموجات القصيرة المنعكسة من الجسم (الألبيدو).

ويمكن التعبير عن صافى الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة التى تؤثر فى السطح (ط↓ – ط↑) بالصيغة التالية.

$$ط↓ - ط↑ = ط↓ - ع$$

حيث ع هى كمية الاشعاع الأرضى المنبعث من السطح نفسه وعلى هذا الأساس يتم التعبير عن صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى سطح الأرض بالصيغة التالية:

$$ش = ق↓(١-أ) + ط↓ - ع \quad (١)$$

حيث:

ش هى صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى سطح الأرص.

ق↓ كمية الأشعة ذات الموجات القصيرة الآتية من الشمس.

أ نسبة الألبيدو.

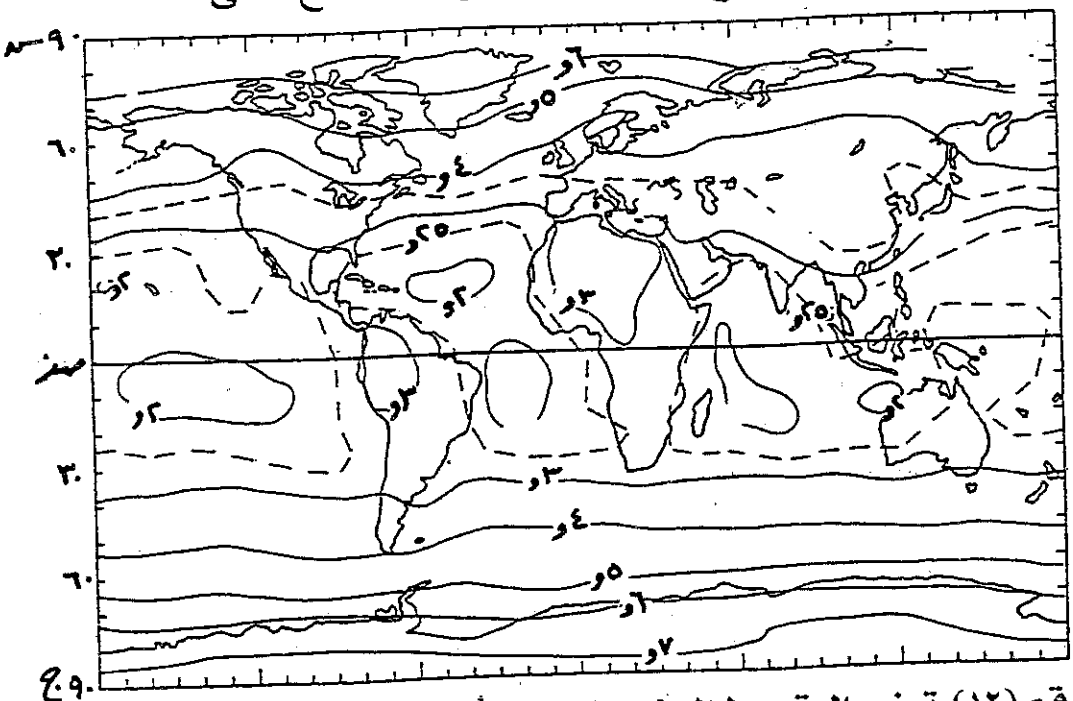
ط↓ كمية الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة الآتية من الشمس.

ع كمية الاشعاع الأرضى المنبعث من سطح الأرض

---

(1) Peixoto & Oort., op.cit., pp 116 - 117-1.

ويتضح من حساب صافى الاشعاع الشمسى الموثر فى سطح الأرض أن نسبة الألبيدو عاملاً أساسياً يحدد ميزانية الطاقة من الاشعة ذات الموجات القصيرة (المرئية وفوق البنفسيجية) الآتية لسطح الأرض، وتتباين نسبة الألبيدو على سطح الأرض تبعاً لتباين خصائص مكونات سطح الأرض وبخاصة ألوانها، وسمك الطبقة المؤثر فيها، وزاوية ميل أشعة الشمس سواء على اليابس أو فى الماء، وقد سبق القول بأن الأسطح فاتحة اللون لها نسبة ألبيدو تفوق الأسطح داكنة اللون فعلى سبيل المثال تتراوح نسبة الألبيدو بين ٥، ٢٠ ٪ فى أقاليم الغابات، وبين ١٠، ٢٠ ٪ فى نطاقات الحشائش، وبين ٢٥ ٪، ٣٠ ٪ فى النطاقات الصحراوية، وبين ٧٥ ٪، ٩٥ ٪ فى الغطاءات الثلجية، وفى حالة مياه البحار والمحيطات فتتباين نسبة الألبيدو وتبعاً لتباين زاوية إرتفاع الشمس فى السماء خلال اليوم، فتتراوح بين ٥، ١٠ ٪ وقت الظهيرة، وتزيد عن ٥٠ ٪ وقت الشروق والغروب(١) ويمكن تتبع هذا التفاوت من خلال استعراض الشكل رقم (١٢) الذى يوضح توزيع المتوسط السنوى لنسبة الألبيدو على سطح الكرة الأرضية ومنه نستنتج الآتى(٢):



شكل رقم (١٢) توزيع المتوسط السنوي لنسب الألبيدو علي سطح الكرة الأرضية

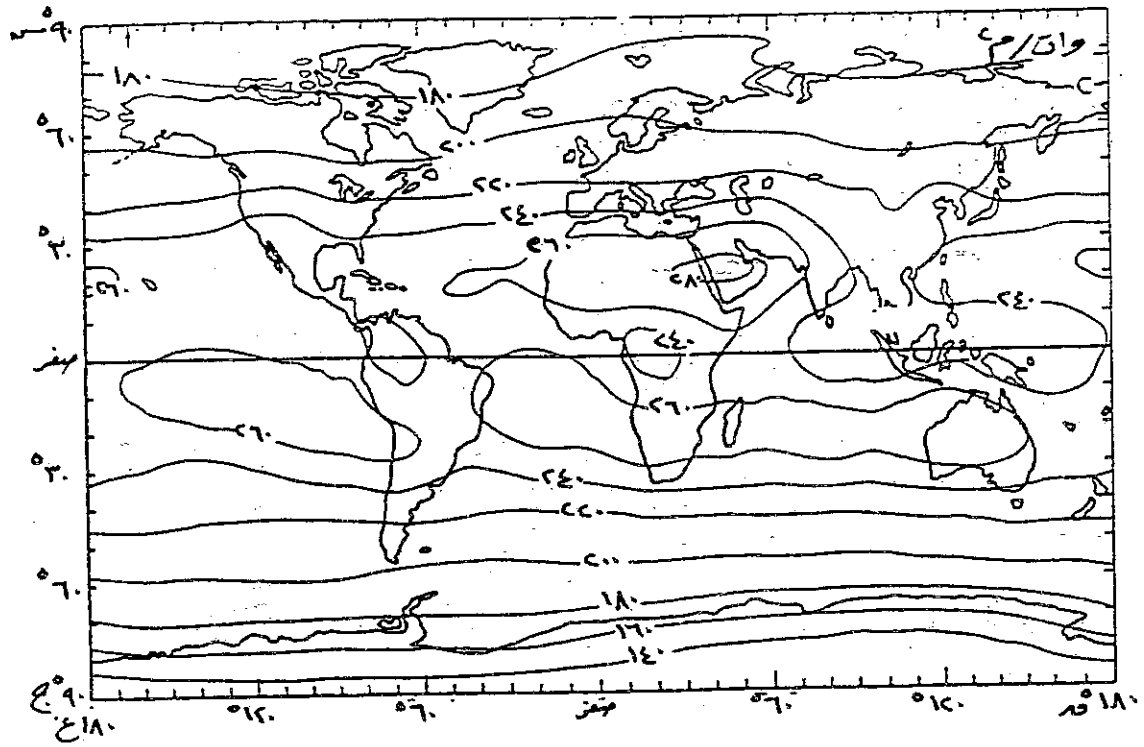
(1)Musk, L.F., op.cit, p.20.
(2) Based on Stallite observations reduced by campbell and vonder haar (1980).

١- تتزايد نسب الألبيدو تدريجيا بالاتجاه من الأقاليم الاستوائية التى لاتزيد فيها عن ٢٠ ٪ نحو الاقاليم القطبية التى تصل فيها أقصاها (يترواح بين ٦٠ ٪، ٩٥ ٪)، ويتوافق هذا التدرج مع التدرج فى زيادة ميل زاوية سقوط الاشعة الشمسية على سطح الأرض بالاتجاه نحو القطبين، وزيادة تساقط الثلوج ومساحة الغطاءات الجليدية بالمناطق شبه القطبية والقطبية وهى لها قدرة عالية فى انعكاس الاشعة الشمسية وبخاصة فى ظل زيادة ميل زاوية سقوط الاشعة الشمسية الساقطة عليها.

٢- تنخفض نسب الآلبيدو فوق المسطحات المائية بالمقارنة مع اليابس المجاور حيث يساعد سمك طبقة المياه وشفافيتها على اختراق الاشعة لطبقة المياه والتأثير فيها بعكس اليابس غير الشفاف فيخترق نحو ٦٢ ٪ من الاشعاع الشمسى الطبقة السطحية من مياه البحار والمحيطات التى لاتتجاوز متراً واحداً، ويخترق نحو ٨٤ ٪ من الاشعاع الشمسى العشرة أمتار الأولى من طبقة المياه. وبالتالى تنخفض نسبة المنعكس من الاشعاع الشمسى (الألبيدو) فوق المسطحات المائية بالمقارنة باليابس غير الشفاف الذى لايخترقه الاشعاع الشمسى.

٣- ترتفع نسب الألبيدو فى النطاقات الصحراوية مثل شبه الجزيرة العربية والصحراء الكبرى فهى نطاقات جرداء خالية من الغطاء النباتى، حيث تعكس التربة الصحراوية الصفراء معظم الاشعاع الشمسى الواصل إليها.

وبالمثل يحدد **الاشعاع الارضي** (الحرارى) ميزانية الطاقة من الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة التى يمتصها سطح الأرض وهو عامل رئيسى يؤثر فى درجة حرارة الهواء الذى يعلوه. وتتفاوت أجزاء سطح الأرض فى طول النهار وزاوية ميل الاشعة الشمسية الساقطة عليها، ومدى استجابة مكوناته لامتصاص وانبعاث الأشعة الحرارية، ويكون من محصلة ذلك تفاوت أجزاء سطح الأرض فى كمية الاشعاع الأرضى المنبعث منها وهى تتراوح فى المتوسط بين ١٣٥، ٢٨٠ وات/م^{٢}، ويمكن تتبع ذلك باستعراض الشكل رقم (١٣) الذى يوضح توزيع المتوسط السنوى لكمية الاشعاع الأرضى على سطح الكرة الأرضية ومنه نستنتج الآتى:

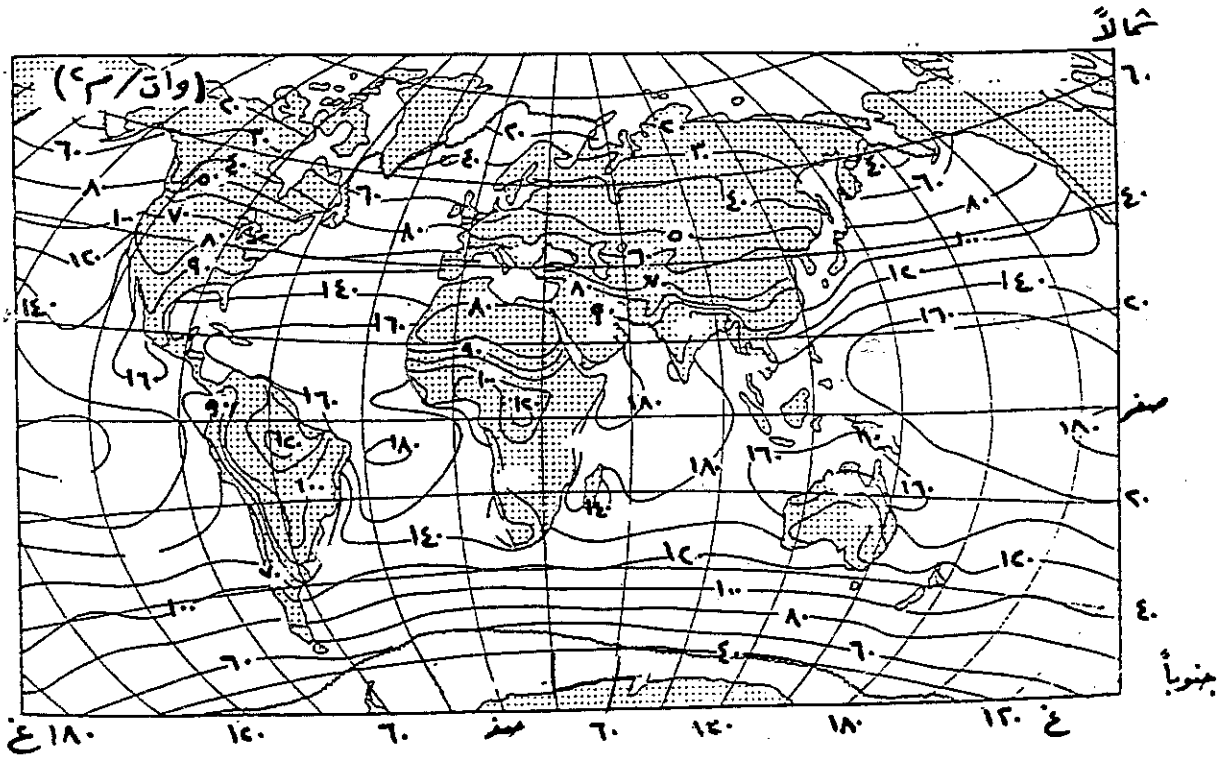


شكل رقم (١٣) توزيع المتوسط السنوي لكمية الاشعاع الأرضي علي سطح الكرة الأرضية

١-تبث الأقاليم المدارية وشبه المدارية أعلى قدر من الاشعاع الأرضى (يتراوح بين ٢٧٠ ، ٢٨٠ وات /م٢) ، وتتناقص كمية الاشعاع الأرضى تدريجيا بإتجاه القطبين حيث تصل إلى أقل من ١٦٠ وات /م٢ . ويرتبط هذا التوزيع عكسياً مع نسب الألبيدو ودرجة ميل الاشعة الشمسية على سطح الأرض فكلما زادت نسبة الألبيدو ودرجة ميل الاشعة الشمسية انخفضت كمية الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة سطح الأرض وبالتالى انخفضت كمية الاشعاع الأرضى.

٢- تتوافق خطوط التساوى للاشعاع الأرضى مع امتداد دوائر العرض وهو مايعكس التشابه بين اليابس والمسطحات المائية فى كمية الاشعاع المنبعثة من كل منهما.

ويتحدد - كما سبقت الاشارة - صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة سطح الأرض ويتباين من مكان إلى آخر على سطح الكرة الأرضية تبعاً لتباين كل



شكل رقم (١٤) توزيع المتوسط السنوي لصافي الاشعاع الشمسي المؤثر في حرارة سطح الأرض

من الفاقد بالألبيدو، والاشعاع الأرضى، ويتضح ذلك جلياً بتتبع الشكل التالى رقم (١٤) الذى يوضح توزيع المتوسط السنوى لصافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة سطح الأرض ومنه نستنتج مايلى:

١- يرتفع صافى الاشعاع الشمسى فى الاقاليم الاستوائية والمدارية وينخفض تدريجياً بالاتجاه نحو القطبين، ويرتبط هذا التوزيع عكسياً مع توزيع نسب الألبيدو، وطردياً مع توزيع كمية الاشعاع الأرضى.

٢-يرتفع صافى الاشعاع الشمسى على المسطحات المائية بالمقارنة مع اليابس المجاور، ويرجع ذلك إلى إنخفاض نسب الألبيدو على المسطحات المائية بالمقارنة مع اليابس المجاور.

ويحدد صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى السطح كمية الطاقة المؤثرة فيه وبالتالى كمية الحرارة التى يحتويها هذا السطح، وعلى هذا الأساس يتباين توزيع

الحرارة على سطح الأرض بشكل يتوافق مع تباين صافى الاشعاع الشمسى وهو ماسوف نستعرضه لاحقاً.

والحرارة لازمة لحياة الكائنات الحية على سطح الأرض فعلى سبيل المثال فمعظم التفاعلات الكيميائية بين مكونات سطح الأرض تنشط وتقوى بإزدياد حرارة عناصرها، فالبرودة الشديدة (ضعيفة الطاقة) للمادة يمكن أن تخفض أو توقف هذه التفاعلات الكيميائية وبالتالى تؤثر سلبا على نشاط الكائنات الحية. والحرارة لازمة لكى يتحرك الهواء (الرياح)، ولحركة التيارات المائية، ونشاط عملية التبخر، وغيرها من العمليات الفيزيائية والكيميائية المنظمة لحياة الكائنات الحية على سطح الأرض.

الحرارة Heat، درجة الحرارة Temperature:

تتكون المادة من ذرات أو جزئيات تكون فى حركة دائمة تعرف بالطاقة الحركية Kinetic Energy للذرة أو الجزىء المكون للمادة، وتعرف الحرارة Heat بأنها كمية الطاقة الحركية فى الذرة الواحدة أو الجزىء الواحد للمادة، ولاتتحرك الذرات أو الجزئيات بنفس السرعة فى كل وقت فتتباين الطاقة الحركية لها وبالتالى حرارتها، وتعرف درجة الحرارة Temperature بأنها مقياس يحدد متوسط كمية الطاقة الحركية للذرة الواحدة أو الجزىء الواحد.

وللتمييز بين الحرارة ودرجة الحرارة نضرب مثالاً بسيطا، إذا فرضنا وجود كوباً به ٢٥٠ جراماً من الماء درجة حرارته ٨٠م° وإناء يحتوى على عشرون لتراً من الماء درجة حرارته ٣٠م° فإن كوب الماء أعلى درجة حرارة من الإناء، وبعبارة أخرى أن متوسط الطاقة الحركية للجزىء الواحد من الماء فى الكوب هو ٨٠م° أكبر من مثيله فى الاناء وهو ٣٠م°. فى حين أن الحجم الأكبر لمياه الاناء الذى يعنى عدد أكبر من جزئيات الماء المتحركة يحتوى على كمية أكبر من الجزئيات المتحركة وبالتالى كمية أكبر من الطاقة الحركية (الحرارة) تفوق ماهو موجود فى كوب الماء. والدليل على ذلك أن كوب الماء سوف يبرد ويصل إلى درجة حرارة الغرفة أسرع من الاناء. فكمية الطاقة الحركية بالاناء (الحرارة) تفوق كميتها فى الكوب، على الرغم من أن درجة حرارة الماء بالكوب تفوق درجتها فى الآناء.

وتنتقل الحرارة **بالتوصيل** conduction داخل المادة أو بين المواد بواسطة الاتصال الطبيعى بين جزيئاتها وهذا يفسر ارتفاع حرارة الملعقة إذا وضعت فى سائل ساخن، وتنتقل الحرارة بالتوصيل بشكل أسرع فى المواد الصلبة أكبر من إنتقالاتها داخل السوائل، وتنتقل داخل السوائل بشكل أسرع من الغازات. كما تنتقل الحرارة **بالحمل** convection أى انتقالها بواسطة تحرك المادة نفسها من مكان إلى آخر، فعلى سبيل المثال يتحرك الهواء الدافىء (الأقل كثافة) إلى أعلى فيحل محل الهواء البارد (الأكبر كثافة) ويجعله يتحرك إلى أسفل. وتنتقل الحرارة أيضا **بالاشعاع** Radiation حيث تنتشر على هيئة موجات حرارية كهرومغناطيسية تتحرك بسرعة الضوء (٣٠٠ ألف كيلو متر فى الثانية).

مقاييس درجة الحرارة Temperature Scales:

يتم التعبير عن درجة الحرارة بثلاثة مقاييس أساسية، فالشائع هو المقياس المئوى celsius Scale [١]، أو الدرجة المئوية (°م) وهو مقياس رقمى مقسم إلى ١٠٠ درجة تبدأ من درجة تجمد الماء وهى الصفر المئوى وينتهى عند درجة غليان الماء وهى ١٠٠°م.

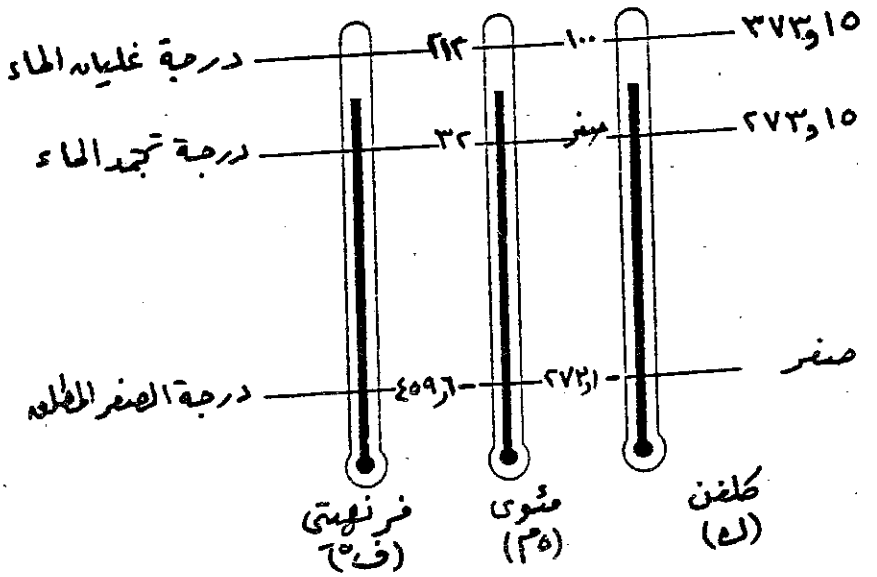
وتستخدم مجموعة قليلة جداً من دول العالم من بينها الولايات المتحدة الأمريكية المقياس الفرنهيتى Fahrenheit Scale [٢] (°ف) وهو مقسم إلى ١٨٠ درجة تبدأ من درجة تجمد المياه وهى ٣٢°ف، وتنتهى عند درجة غليان الماء وهى ٢١٢°ف.

أما المقياس الأخير فهو مقياس هام ومفيد يسمى مقياس كلڤن Kelvin (°ك)، وهو يبدأ من درجة الصفر المطلق Absolute Zero وهى الدرجة التى تتوقف عندها حركة جزئيات المادة (لاينتج عندها حرارة) وهى تعادل – ٢٧٣,١٥°م (–٤٥٩,٦٧°ف) وأى جسم له درجة حرارة أكبر من الصفر المطلق يعنى أنه يقوم بنقل الطاقة الحركية إلى البيئة المحيطة به على شكل موجات حرارية

١ – ابتكره عالم الفلك السويدى Anders Celsuis عام ١٧٤٢م.

٢ – ابتكره العالم الألمانى Gabriel Fahrenheit عام ١٧١٤م.

كهرومغناطيسية تتحرك بسرعة الضوء وتبعا لهذا المقياس فإن درجة تجمد المياه تكون ٢٧٣,١٥ درجة مطلقة (°ك)، ودرجة غليان الماء تكون ٣٧٣,١٥ °ك. ويوضح الشكل رقم (١٥) مقارنة بيانية بين المقاييس الثلاثة من حيث بداية ونهاية تدريج كل منهم.



شكل رقم (١٥) مقارنة بين مقاييس درجة الحرارة (كلفن، المئوي، الفرنهيتي) من حيث بداية ونهاية تدريج كل منهم

وفى حالة الرغبة فى تحويل المقياس المئوى إلى المقياس الفرنهيتي يتم التحويل عن طريق النسبة بين عدد وحدات كل منهما، فتكون النسبة بينهما ١٠٠ : ١٨٠ على الترتيب، أو ٥ : ٩ على الترتيب، ولأن المقياس الفرنهيتى يتزحزح بمقدار ٣٢ وحدة فيؤخذ ذلك فى الاعتبار عند التحويل على النحو التالى:

الدرجة الفرنهيتية (°ف) = (٩ ÷ ٥ × الدرجة المئوية) + ٣٢

الدرجة المئوية (°م) = ٥ ÷ ٩ (الدرجة الفرنهيتية – ٣٢)

وفى حالة الرغبة فى تحويل المقياس المئوى إلى المقياس المطلق (كلفن) يضاف ٢٧٣,١٥ إلى الدرجة المئوية

قياس درجة الحرارة Temperature Measurenent:

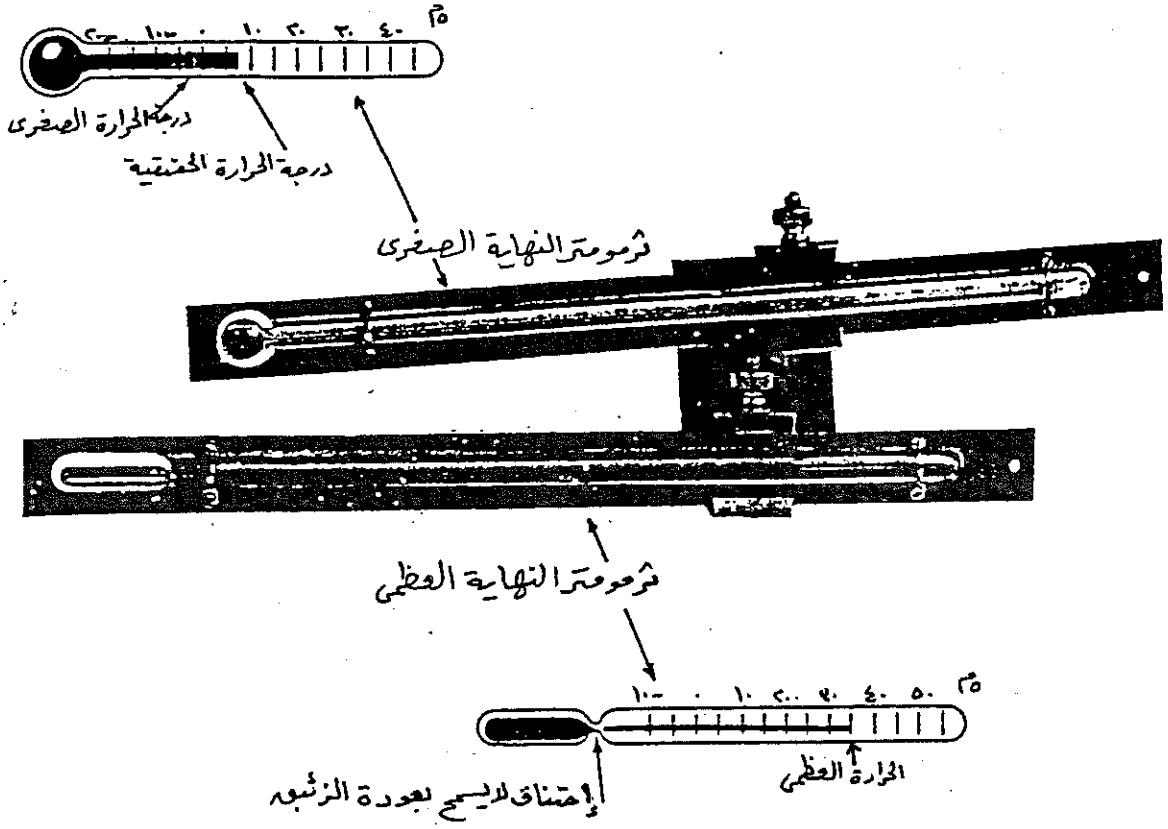
يستخدم جهاز الثرمومتر Thermometer فى قياس درجة حرارة الأجسام، ويعد **الثرمومتر الزئبقي** الجهاز الاكثر شيوعاً فى قياس درجة حرارة الهواء، وهو يتكون من أنبوب زجاجى مدرج بالتدريج المئوى أو الفرنهيتى أو الاثنين معاً، يوجد فى نهايته مستودع مملوء بالزئبق، فعندما تتغير درجة الحرارة يتغير ارتفاع الزئبق فى الأنبوب ونتعرف على قيمتها من خلال التدريج. كما يستخدم لقياس كل من درجة الحرارة العظمى ودرجة الحرارة الصغرى ثرمومتر خاص لكل منهما، **فثرمومتر النهاية العظمي** يستخدم فى قياس أعلى درجة حرارة بلغتها حرارة الهواء وهو ثرمومتر زئبقى يوجد فى أنبوبته (مجرى الزئبق) إختناق يسمح للزئبق بالمرور من المستودع داخل الأنبوب عند تمدده بارتفاع درجة الحرارة ولايسمح له بالعودة فى الاتجاه العكسى عند انكماشه بإنخفاض درجة الحرارة، وبذلك يظل يشير لأعلى درجة حرارة بلغتها حرارة الهواء مما يسمح بقراءتها فى أى وقت من اليوم.

أما **ثرمومتر النهاية الصغري** فهو يستخدم فى قياس أقل درجة حرارة بلغتها حرارة الهواء ويستخدم فيه الكحول بدلاً من الزئبق لأن درجة تجمد الكحول تبلغ – ١١٧°م وهى أقل من درجة تجمد الزئبق التى تبلغ –٣٧°م. ويوجد داخل انبوب الترمومتر مؤشر زجاجى أو معدنى رقيق له رأسان ومصمم لكى يتحرك فى أنبوب الحكول فى اتجاه إنكماش الكحول عندما تنخفض درجة الحرارة، ولا يتحرك فى اتجاه تمدد الكحول عندما ترتفع درجة الحرارة وبذلك يظل المؤشر ساكناً عند أدنى درجة حرارة بلغتها حرارة الهواء ومشيراً إليها (شكل رقم ١٦).

ويعدل كل من ثرمومتر النهاية العظمى والنهاية الصغرى بعد قراءة كل منهما، وذلك بهز الأول بشدة، وقلب الثانى إلى أسفل، ولزيادة دقة قياس درجة الحرارة يجب أن توضع الثرمومترات فى الظل بعيدا عن أشعة الشمس المباشرة، ومياه الأمطار أو الثلوج، فتوضع الثرمومترات بمحطات الارصاد الجوية داخل كشك خشبى مطلى بدهان أبيض وجيد التهوية ويكون مواجها لاتجاه الشمال وعلى إرتفاع يتراوح بين ١,٢ ، ١,٨ متراً فوق سطح الأرض، وهو يوفر الظل اللازم للأجهزة الموجودة بداخله وطرازه موحد بجميع محطات الأرصاد الجوية فى جميع انحاء العالم.

وتعد الثرمومترات السابقة أجهزة قياس يقرأها الراصد بنفسه ولهذا فإن الدرجة التى يسجلها الراصد تتوقف على دقته وصحة تقديره لها، وتقاس درجة الحرارة فى أوقات معينة على مدار اليوم تبعا لنظام كل محطة ارصاد وفى الغالب كل ثلاث ساعات، وهذا القياس لايعكس تقلبات الحراره على مدار ساعات اليوم كله، ولهذه الأسباب تستخدم المراصد **جهاز الثرموجراف** فى تسجيل درجة الحرارة على مدار اليوم الواحد أو أيام الأسبوع آلياً لحظة بلحظة فيوفر سجلاً حرارياً كاملاً موزعاً على وحدات الزمن (الساعة وأجزاءها) على مدار اليوم الواحد أو أيام الأسبوع.

ويتكون الثرموجراف من جهاز حساس يتألف من قطعتين معدنيتين ذات معامل تمدد مختلف يتم لحمهما معاً ثم ثنيهما وتثبيتهما معاً من جهة واحدة بينما تكون الجهة الأخرى حره الحركة، فإذا ارتفعت درجة الحرارة تتمدد القطعتان واذا انخفضت إنكمشتا، وتنتقل هذه الحركة عن طريق روافع خاصة إلى سن ريشه تسجل بالحبر على ورقة رسم بيانى مقسمة إلى محور أفقى يمثل الزمن ومحور رأسى يمثل درجة الحرارة ملفوفة على اسطوانة تدور دورة كاملة كل يوم (فى حالة تسجيل حرارة اليوم الواحد) أو كل أسبوع (فى حالة تسجيل حرارة أيام الأسبوع).



شكل رقم (١٦) أجهزة قياس وتسجيل درجة الحرارة

ويعد قياس درجة الحرارة من أهم المتغيرات التى تستخدم لوصف خصائص الغلاف الجوى، وهى عنصر أساسى فى تقارير الطقس والتنبؤ المناخى، ويستفاد من قياس درجة الحرارة تحديد المتوسطات اليومية والشهرية والسنوية المستخدمة فى وصف حالة الطقس والمناخ ودراسة علاقة درجة الحرارة بالمتغيرات البيئية وهى كالآتى:

١- **المتوسط اليومي لدرجة الحرارة** Daily Mean **ويتم حسابه بطريقتين:**

أ- قسمة مجموع القراءات المرصودة لدرجة الحرارة خلال اليوم على عدد مرات رصدها.

ب- قسمة مجموع النهايتين العظمى والصغرى على ٢.

٢- **المتوسط الشهري لدرجة الحرارة** Monthly Mean ويتم حسابه بقسمة مجموع

المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال الشهر على عدد أيام الشهر. وبالمثل يتم حساب المتوسط الشهرى لكل من درجتى الحرارة العظمى والصغرى كما يلى:

أ- ينتج المتوسط الشهرى للنهاية العظمى بقسمة مجموع النهايات العظمى لدرجة الحرارة المسجلة على مدار الشهر على عدد أيام الشهر.

ب- ينتج المتوسط الشهر للنهاية الصغرى بقسمة مجموع النهايات الصغرى المسجلة على مدار الشهر على عدد أيام الشهر.

٣-**المتوسط السنوي لدرجة الحرارة** Annual Mean ويتم حسابه بقسمة مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة على ١٢ (عدد شهور السنة).

٤-**المدي اليومي لدرجة الحرارة** Diarnal Range وهو عبارة عن الفرق بين النهايتين العظمى والصغرى لدرجة الحرارة أثناء اليوم الواحد.

٥-**المدي السنوي لدرجة الحرارة** Annual Range وهو عبارة عن الفرق بين كل من أعلى متوسط شهرى لدرجة الحرارة وأدنى متوسط شهرى لها.

التباين الزمني لدرجة الحرارة:

تتباين درجة حرارة الهواء زمانيا على مدار اليوم الواحد، وعلى مدار شهور السنة، كنتيجة طبيعية لتباين الاشعاع الشمسى المرتبط بحركة دوران الأرض حول محورها يومياً، وحركة دوران الأرض حول الشمس سنوياً، وينتج عن ذلك دورة يومية لدرجة الحرارة موزعة على ساعات اليوم الواحد، وأخرى سنوية موزعة على شهور السنة، نستعرض فيما يلى خصائص وصفات كل منهما.

١-الدورة اليومية لدرجة الحرارة:

تدور الكرة الأرضية حول محورها دورة كاملة كل ٢٤ ساعة، ولأن الأشعة الشمسية تأتى من اتجاه واحد فينتج عن ذلك الليل والنهار، وتتابين على مدار

فترة النهار شدة الاشعاع الشمسى، فالاشعة الشمسية وقت الشروق والغروب تكون أكثر ميلاً على خط الأفق وبالتالى أقل شدة مما تكون فى وقت الظهيرة، ويؤدى ذلك إلى تباين درجة الحرارة على مدار اليوم، حيث يكون وقت الظهيرة أعلى حرارة من أى وقت أخر على مداراليوم.

ولكى نتتبع هذا التغير اليومى فى شدة الاشعاع الشمسى ومايترتب عليه من تغير فى درجة الحرارة نقوم بتحليل الشكل رقم (١٧) الذى يوضح التوزيع اليومى لكمية الاشعاع الشمسى، وصافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة الهواء، ودرجة حرارة الهواء على دائرة عرض ٤٥°ش – على سبيل المثال – وذلك على مدار فصول السنة المختلفة (١).

يتضح من تتبع الشكل رقم (١٧) الحقائق التالية:

أولاً: توزيع كمية الاشعاع الشمسي اليومي الواصل إلي سطح الأرض - شكل ١٧-أ).

١- يتباين طول النهار بين فصول السنة على دائرة عرض ٤٥°ش، فنلاحظ أن سطوع الشمس يبدأ من السادسة صباحاً وينتهى فى السادسة مساءً فى الاعتدال الخريفى أو الربيعى بطول ١٢ ساعة. فى حين يبدأ سطوع الشمس مبكراً بساعتين (٤ صباحاً) وينتهى النهار مع الغروب متأخراً بساعتين (٨مساء) بطول ١٦ ساعة فى الانقلاب الصيفى ، أما فى الانقلاب الشتوى فيبدأ سطوع الشمس متأخراً بساعتين (٨ صباحاً) وينتهى مبكراً بساعتين (٤ مساء) بطول ٨ ساعات .

٢- تتزايد شدة الاشعاع اليومى خلال الانقلاب الصيفى بالمقارنة بالاعتداليين، والانقلاب الشتوى الذى يصل خلاله الاشعاع اليومى إلى أدنى مستوياته.

٣- تتدرج شدة الاشعاع اليومى من الشروق لتصل أقصاها منتصف اليوم

1- Strahler, A., & Strahler,A., Elements of physical Geography. Canada, 1979, p. 66.

(١٢ظهراً) فى جميع الفصول حيث تبدأ بعد ذلك فى الانخفاض لتصل أدناها وقت الغروب.

ثانياً: توزيع صافي الاشعاع الشمسي اليومي المؤثر في حرارة الهواء - شكل ١٧-ب).

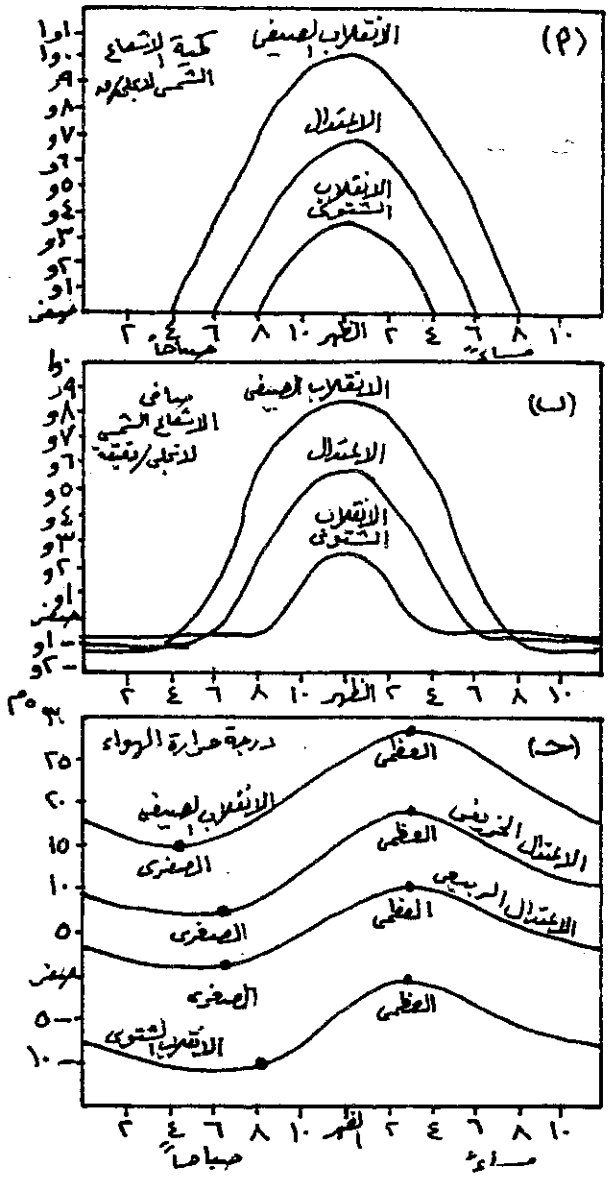
١- يأخذ صافى الاشعاع الشمسى قيم موجبة بعد فترة قصيرة (أقل من ساعة) بعد شروق الشمس فى جميع الأيام على مدار السنة ثم يصل إلى أعلى مستوياته منتصف اليوم (١٢ ظهراً) ثم ينخفض إلى الصفر قبل غروب الشمس بأقل من ساعة، ثم يأخذ قيماً سالبة أثناء الليل، ومعنى ذلك أن العجز فى الاشعاع يبدأ قبل غروب الشمس بقليل ويستمر إلى بعد شروق الشمس بقليل .

ويعنى ذلك أن كمية الاشعاع الأرضى المفقودة من سطح الأرض تكون أقل من الاشعاع الحرارى الآتى من الغلاف الجوى إلى سطح الأرض أثناء النهار وتكون أكبر من كمبية الاشعاع الحرارى الآتى إلى سطح الأرض أثناء الليل عندما تتبدد حرارة سطح الأرض والهواء الملامس له حتى يبدأ شروق الشمس.

٢- يبدأ صافى الاشعاع الموجب مبكراً وينتهى متأخراً فى أيام الانقلاب الصيفى بالمقارنة مع أيام كل من الاعتداليين والانقلاب الشتوى ويدل ذلك على زيادة الفائض من الاشعاع الشمسى فى فصل الصيف بالمقارنة مع الاعتداليين، والانقلاب الشتوى الذى يسجل فيه أدنى مستوى من فائض الإشعاع الشمسى وأعلى مستوى من العجز فى الاشعاع الشمسى.

ثالثاً: التوزيع اليومي لدرجة الحرارة - شكل رقم (١٧ - جـ).

١- تسجل درجة الحرارة الصغرى بعد شروق الشمس مباشرة وعند نقطة الصفر التى يبدأ عندها صافى الاشعاع فى التحول من القيم السالبة (العجز) إلى القيم الموجبة (الفائض) فترتفع درجة الحرارة تدريجياً بعدها حتى تصل إلى أقصى درجة (درجة الحرارة العظمى) بعد الظهر بحوالى ثلاث ساعات. وهنا لاتتفق قمة الحرارة مع قمة صافى الاشعاع وذلك لأن سطح الأرض يظل محتفظاً بحرارته فتره من الوقت بعد قمة صافى الاشعاع (منتصف اليوم ١٢ ظهراً) مما يعمل على تسخين الطبقة الملامسة له ويرفع من حرارتها فترة أطول.



شكل رقم (١٧)

التوزيع اليومي لكمية الاشعاع الشمسي الواصلة إلي سطح الأرض (أ)، صافي الاشعاع الشمسي المؤثر في حرارة سطح الأرض (ب)، درجة حرارة الهواء علي دائرة عرض ٤٠° ش في الفصول المختلفة (جـ).

٢- يلاحظ حدوث درجة الحرارة الصغرى فى الإنقلاب الصيفى مبكراً بحوالى ساعتين مما هو موجود فى الاعتداليين، وتظهر فى الانقلاب الشتوى متأخرة بحوالى ساعتين عن الاعتداليين، ويرجع ذلك للزيادة فى طول الليل وفترة نشاط الإشعاع الأرضى وتبدد حرارة سطح الأرض والهواء الملامس له فى فصل الشتاء بشكل أكبر من مثيله فى الاعتداليين والانقلاب الصيفى فى حين أن درجة الحرارة العظمى تحدث فى وقت واحد (الثالثة ظهراً) فى جميع أيام السنة، مما يعنى أن قمة درجة الحرارة تبقى ثابتة رغم تباين طول النهار على مدار السنة وذلك لثبات قمة صافى الاشعاع الشمسى الذى يصل إلى أعلى درجاته منتصف اليوم.

ويتضح من التحليل السابق الترابط الطردى القوى بين كمية الاشعاع الشمسى الواصلة إلى سطح الأرض، وصافى الاشعاع المؤثر فى حرارة سطح الأرض، ودرجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض وهو مايعكس العلاقة الطردية المباشرة بين الاشعاع الشمسى ودرجة حرارة الهواء على مدار اليوم الواحد باختلاف فصول السنة وأن الدورة اليومية لدرجة الحرارة ماهى إلا محصلة الدورة اليومية لصافى الاشعاع الشمسى.

٢- الدورة السنوية لدرجة الحرارة:

بالمثل تتوافق الدورة السنوية لدرجة الحرارة مع الدورة السنوية لصافى الاشعاع الشمسى الموثر فى حرارة سطح الأرض، الذى يعد محصلة دوران الكرة الأرضية بمحورها المائل حول الشمس على مدار السنة، ولكى نتعرف على خصائص هذه العلاقة نقوم بتحليل الشكل رقم (١٨) الذى يوضح توزيع المتوسط الشهرى لصافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة سطح الأرض والمتوسط الشهرى لدرجة حرارة الهواء موزعة على أربع محطات أرصاد جوية موزعة على دوائر عرض مختلفة هى مانيوس بالبرازيل (٣° ش)، أسوان فى مصر (٢٤° ش)، هامبورج فى ألمانيا (٥٤°ش)، ياكوتسك بسيبريا (٦٢ ش) ومنه نستنتج الحقائق التالية[١]:

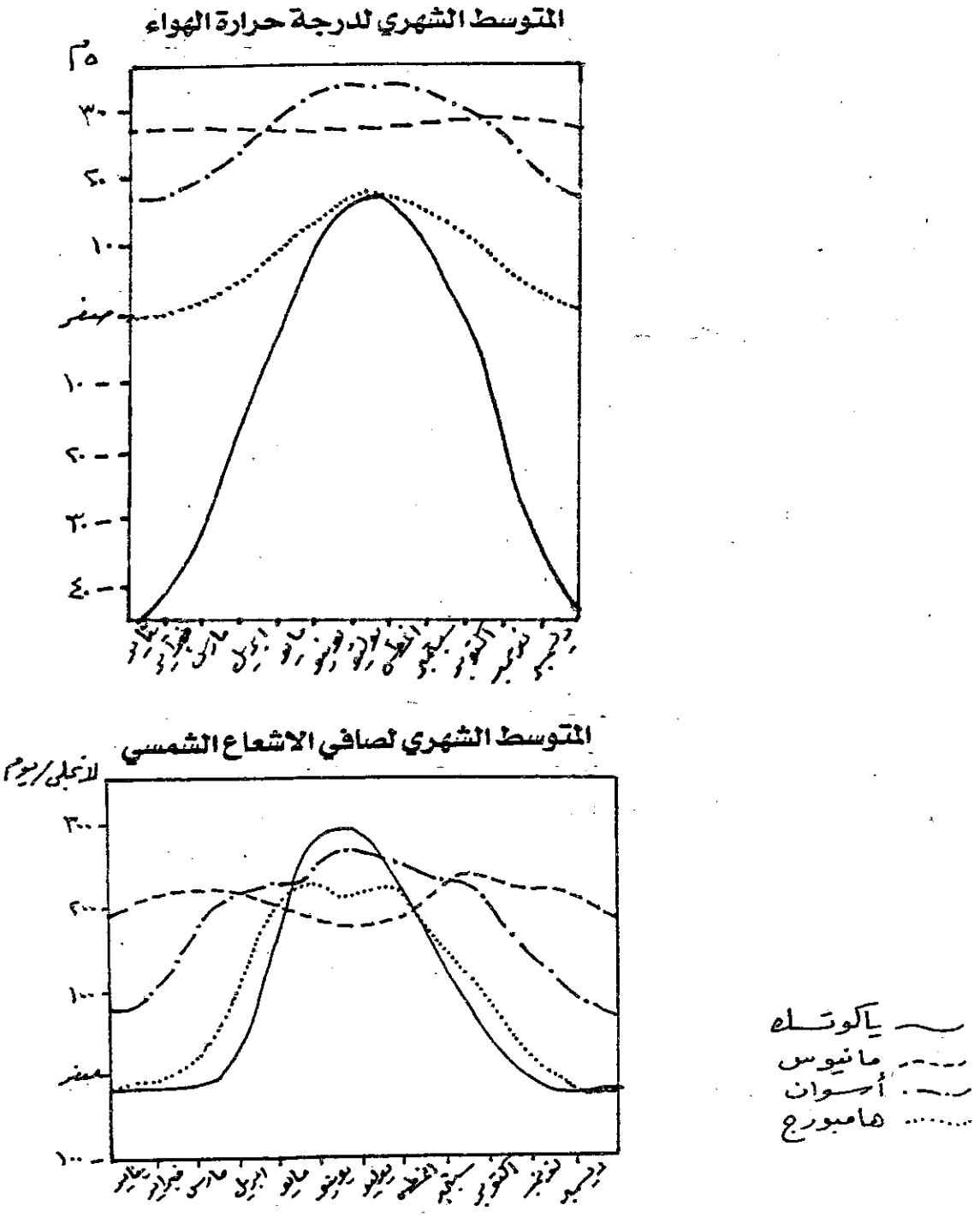
1- Strahler, A., & Strahler A., op.cit., p. 69.

١- بالنسبة لمحطة مانيوس القريبة من خط الاستواء (على دائرة عرض ٣° ش) يتبين أن صافى الاشعاع الشمسى المسجل عندها يأخذ قيماً موجبة وهو يتراوح بين ٢٢٠، ١٨٠ لانجلى /يوم على مدار شهور السنة ويصل إلى أعلى مستوياته خلال الاعتداليين. وهو مايفسر وجود فائض فى صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى حرارة سطح الأرض، أما منحنى درجة الحرارة فهو يكاد يكون مستقيما وهو مايعنى تشابه شهور السنة فى متوسط درجة الحرارة حيث يبلغ المدى الحرارى بينها نحو ١,٧°م وهو ضئيل جداً وعليه يمكن القول بأنه لايوجد تغير شهرى أو فصلى واضح لدرجة الحرارة فى الأقاليم المجاورة لخط الاستواء.

٢- بالنسبة لمحطة أسوان على دائرة عرض ٢٤° ش يأخذ صافى الأشعاع الشمسى قيماً موجبة على مدار السنة، ويتضح وجود تباينا شهرياً فى صافى الاشعاع الشمسى يتراوح بين ٢٥٠ لانجلى/ يوم فى شهر يوليو، ١٠٠ لانجلى/ يوم فى شهر يناير ، وترتب على ذلك ظهور دورة سنوية لدرجة الحرارة على دائرة عرض ٢٤° ش ويستدل على ذلك من تتبع منحنى المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة الذى يبلغ أقصاه فى الصيف وأدناه فى الشتاء بمدى حرارى يبلغ ١٧°م بينهما.

٣- بالنسبة لمحطة هامبورج على دائرة عرض ٥٤° ش يظهر التفاوت الشهرى لصافى الاشعاع الشمسى واضحاً وكبيراً، فهو موجب فى تسعة شهور فقط من السنة، وسالب فى أشهر الشتاء الثلاثة. وقد أثر ذلك فى الدورة السنوية لدرجة الحرارة حيث تباين خلالها المتوسط الشهرى لدرجة حرارة شهور السنة حيث يترواح المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة بين نحو ١٧°م فى شهر يوليو، وصفر °م فى شهر يناير بمدى حرارى يبلغ ١٧°م بينهما.

٤- بالنسبة لمحطة ياكوتسك على دائرة عرض ٦٢°ش يظهر تفاوت حاد فى صافى الاشعاع الشمسى بين شهور السنة، فيكون صافى الاشعاع الشمسى سالباً خلال ستة أشهر تبدأ من أكتوبر وتنتهى فى مارس، ويكون موجبا فى باقى شهور السنة. ويؤثر ذلك فى الدورة السنوية لدرجة الحرارة التى يتباين خلالها المتوسط الشهرى لدرجة حرارة شهور السنة فيتراوح بين – ٤٥°م فى يناير، ١٧°م فى



شكل رقم (١٨)

توزيع المتوسط الشهري لصافي الاشعاع الشمسي المؤثر في حراره سطح الأرض، المتوسط الشهري لدرجة حرارة الهواء موزعة علي محطات مانيوس، اسوان، هامبورج، باكوتسك

يوليو، بمدى يبلغ نحو ٦٢°م وهو مدى كبير جداً يعكس التفاوت الكبير بين شهور السنة فى درجة الحرارة فى الأقاليم القريبة من الدائرة القطبية.

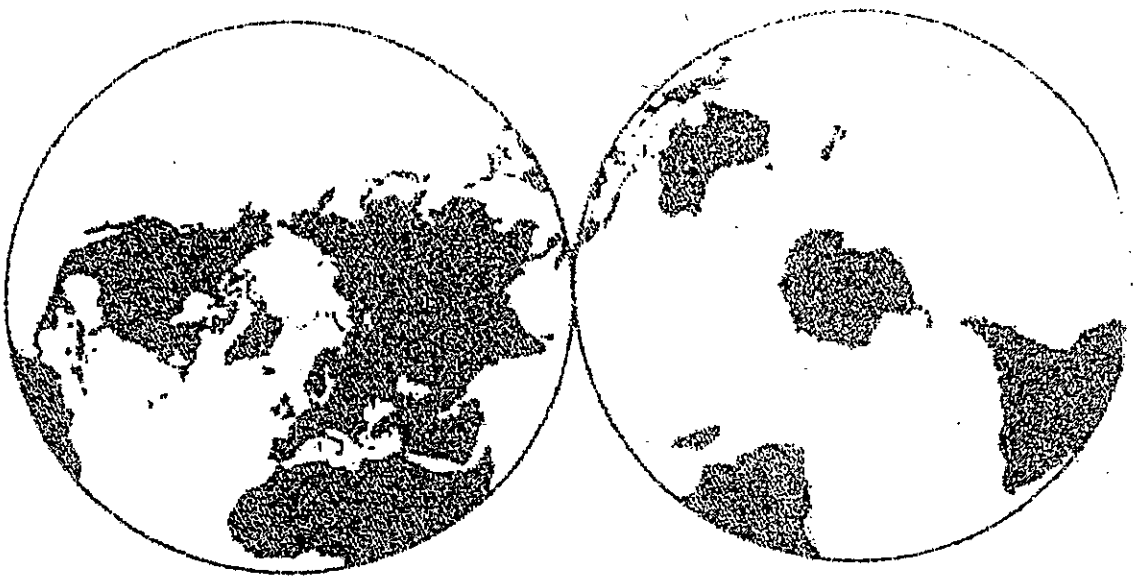
يتضح مما سبق أن الدورة السنوية لدرجة حرارة الهواء لاتكون واضحة على خط الاستواء والاقاليم الاستوائية حيث يكون التغير فى المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة ضئيلاً، فى حين تتباين المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة على مدار السنة بفروق شهرية تزيد تدريجيا بالاتجاه نحو القطب وتأخذ درجة الحرارة دورة سنوية تزداد تفاوتاً مع الاتجاه نفسه.

التوزيع الجغرافي لدرجة حرارة الهواء علي سطح الكرة الأرضية.

تتباين درجة الحرارة من منطقة إلى أخرى أو من مكان إلى آخر على سطح الأرض وذلك لتعدد العوامل المؤثرة فيها وتفاوت توزيعها على أجزاء سطح الأرض المختلفة، وقد تبين فيما سبق الدور الرئيسى لتباين صافى الاشعاع الشمسى وتأثيره فى تباين درجة الحرارة يومياً وسنوياً (تباين زمنى)، فى حين تؤثر مجموعة من العوامل المكانية فى توزيع درجة الحرارة على سطح الأرض سوف نستعرضها فيما يلى:

١- تكون سطح الأرض من يابس وماء.

يؤثر توزيع اليابس والماء على سطح الكرة الأرضية فى قيمة صافى الإشعاع الشمسى الذى تستقبله، وبالتالى فى قيم درجة حرارتها. فيوضح الشكل رقم (١٩) توزيع اليابس والماء على سطح الكرة الأرضية، ويظهر فيه التباين الكبير بين مساحة كل من اليابس والماء فى نصفى الكرة الأرضية، فإذا نظرنا إلى النصف الشمالى من الكرة الأرضية نلاحظ أن منطقة القطب الشمالى هى مسطح مائى (المحيط المتجمد الشمالى) محاط باليابس من كل الجهات، وذلك على خلاف النصف الجنوبى للكرة الأرضية فالقطب الجنوبى يابس (قارة انتاركتيكا) محاط بالمياه من كل جانب، كما أن مساحة اليابس فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية أكبر من مساحته فى النصف الجنوبى لها.



شكل رقم (١٩)
توزيع اليابس والماء علي سطح الكرة الأرضية

ولكل من اليابس والماء خواصه الطبيعية التى تحدد تأثره بالاشعاع الشمسى، فعندما يستقبل كل من اليابس والماء القدر نفسه من صافى الاشعاع الشمسى فإن درجة حرارة المسطحات المائية سوف ترتفع بمعدلات بطيئة حتى تصل إلى أعلى مستوى لها وقت الغروب ثم تبدأ فى الإنخفاض التدريجى بمعدلات بطيئة أيضا حتى تصل إلى أدنى مستوى لها قبل شروق الشمس وفى الوقت نفسه ترتفع درجة حرارة اليابس بمعدلات سريعة تصل إلى ذروتها وقت الظهيرة ثم يبدأ الإنخفاض التدريجى لها بمعدلات سريعة أيضا حتى تصل إلى أدنى مستوى لها قبل شروق الشمس وبالتالى يكون معدل ارتفاع درجة حرارة الهواء فوق البحار والمحيطات أقل وأبطأ من ارتفاعها فوق اليابس، ويرجع ذلك للأسباب التالية:

أ- عندما يخترق الاشعاع الشمسى طبقة المياه تتوزع الأشعة الحرارية التى

تمتصها المياه على طبقات المياه السطحية ومأأسفلها، وبواسطة تيارات الحمل الرأسية التى توزع الحرارة على سمك طبقة المياه، وهذا على خلاف مايحدث على اليابس المجاور فإن القدر نفسه من الاشعة الحرارية الواصل إلى اليابس تمتصه طبقة رقيقة أقل من سمك طبقة مياه البحار والمحيطات، ولايحدث فيه تيارات الحمل الحرارى التى تحدث فى القطاع الرأسى للمياه، فتكون النتيجة ارتفاع درجة حرارة اليابس بشكل أسرع من المسطح المائى المجاور.

ب- أن الحرارة النوعية Specific Heat[1] للمياه تبلغ أربعة أمثال الحرارة النوعية لليابس، ومعنى ذلك أن كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة جرام واحد من المياه درجة مئوية واحدة تعادل أربعة أمثال كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة جرام واحد من اليابس درجة مئوية واحده، وهذا يعنى أنه فى حالة تعرض اليابس والماء لكمية متشابهة من الأشعاع الشمسى فإن درجة حرارة اليابس ترتفع بشكل أكبر وأسرع من الماء، وعندما يتوقف تعرضهما للأشعة فإن اليابس سوف تنخفض درجة حرارته بشكل أكبر وأسرع من الماء.

جـ- أن مقدار ما تستهلكه المياه من الاشعاع الحرارى الذى تمتصه وتستهلكه فى عملية التبخر أكبر من نظيره الذى يستهلكه اليابس، ويعنى ذلك أن عملية التبخر ينتج عنها تبريد أكثر للمياه بالمقارنة باليابس.

د- يتضح من الشكل السابق رقم (١٤) الذى يوضح توزيع صافى الاشعاع الشمسى الواصل إلى الأرض أن صافى الاشعاع الشمسى الذى تستقبله الميحطات أكبر من نظيره على اليابس وذلك لانخفاض نسب الألبيدو على المحيطات بالمقارنة باليابس، وان مقدار مايفقده اليابس من الاشعاع الأرضى يفوق مقدار ماتفقده المياه من إشعاع حرارى، ويؤثر ذلك بلاشك فى ميزانية الطاقة على كل من اليابس والماء.

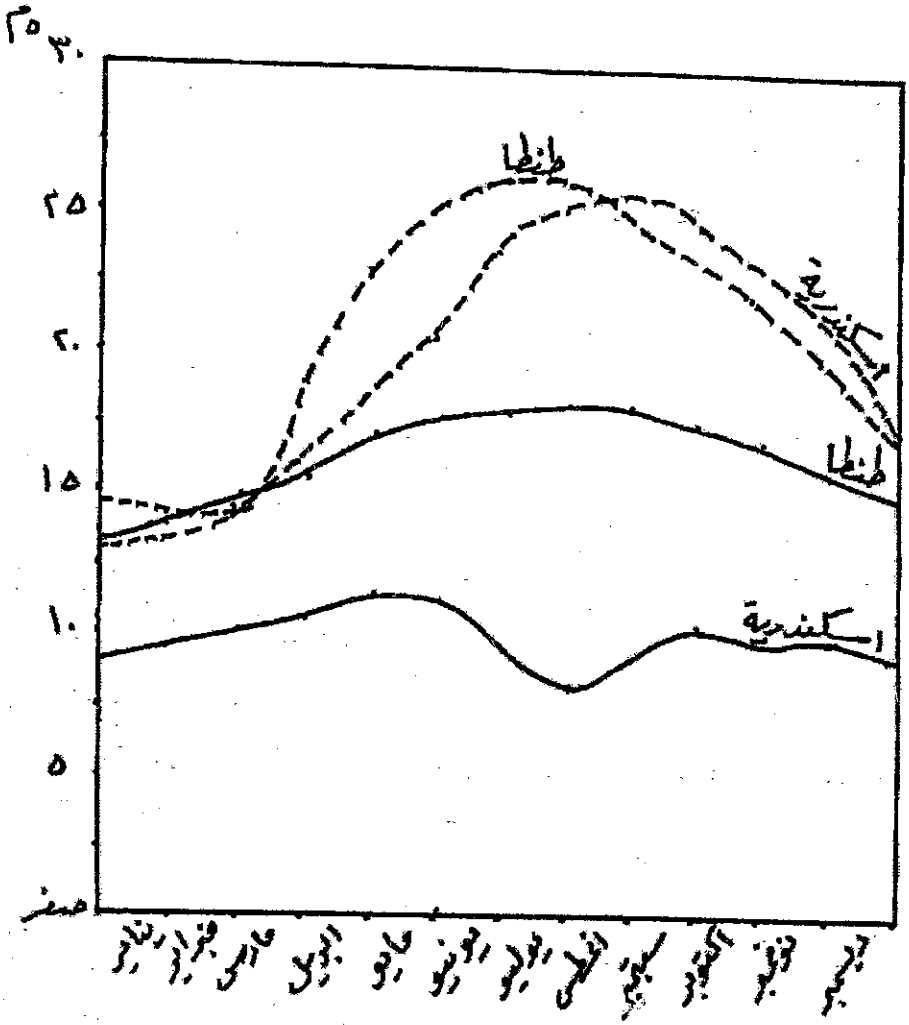
١- الحرارة النوعية هى كمية الحرارة اللازمة لتغير درجة حرارة جرام واحد من المادة درجة مئوية واحدة.

٢-القرب أو البعد من المسطحات المائية.

يظهر أثر القرب أو البعد من المسطحات المائية فى التوزيع الأفقى لدرجة الحرارة بشكل واضح عند تتبع كل من التغير اليومى والشهرى لدرجة الحرارة فى محطتين للأرصاد الجوية الأولى تقع على ساحل البحر مباشرة وتقع الثانية بعيدا عنه، وهو مايمكن تتبعه من تحليل الشكل التالى رقم (٢٠) الذى يوضح التغير اليومى والشهرى فى درجة حرارة الهواء بمحطتى الاسكندرية على ساحل البحر المتوسط، طنطا وسط دلتا النيل بمصر ونستنج من تحليله مايلى:

أ- يعد شهر أغسطس أعلى شهور السنة حرارة فى الاسكندرية، وشهر فبراير أقلها حرارة، فى حين يعد شهر يوليو أعلى شهور السنة حرارة فى طنطا وشهر يناير أدناها، ويعنى ذلك أن كل من شهر الحرارة العظمى وشهر الحرارة الصغرى يتأخر بمقدار شهر واحد فى المناطق الساحلية عن مثيله فى المناطق الداخلية، ويفسر ذلك تأثر المناطق الساحلية ببطء استجابة مياه البحر المجاور للتسخين الناتج بفعل فائض الاشعاع الشمسى الذى يحدث فى فصل الصيف فترتفع درجة حرارتها متأخرة بحوالى شهر بالمقارنة بالمناطق الداخلية، كما تتأثر بمياه البحر التى تظل محتفظه بحرارتها التى أكتسبتها من فائض الاشعاع الشمسى خلال فصل الصيف مدة أطول، فتنخفض حرارتها متأخرة بحوالى شهر بالمقارنة بالمناطق الداخلية.

ب- يتراوح المدى اليومى لدرجة الحرارة (الفارق بين النهايتين العظمى والصغرى) بالاسكندرية بين ٧,٧ °م فى أغسطس (أعلى شهور السنة حرارة)، ٩,٩ °م فى فبراير (أدنى شهور السنة حرارة)، فى حين يتراوح فى طنطا بين ١٥,٣ °م فى يوليو (أعلى شهور السنة حرارة)، ١٣,٣ °م فى يناير (أدنى شهور السنة حرارة)، ويدل ذلك على انخفاض قيمة المدى الحرارى اليومى فى المناطق الساحلية بالمقارنة بالمناطق الداخلية التى تنخفض فيها نسبة الرطوبة الجوية، وكثافة غطاء السحب، وتحاط بالأراضى الصحراوية المكشوفة التى تتزايد فيها نسبة الألبيدو، وكلها عوامل تساعد على تبدد الأشعاع الأرضى بسرعة وانخفاض درجة الحرارة جداً أثناء الليل مما يؤدى إلى زيادة المدى الحرارى اليومى فى المناطق الداخلية البعيدة عن ساحل البحر.



ـــــ المتوسط الشهري لدرجة الحرارة

ـــ ـــ متوسط المدى اليومي بين النهايتين العظمى والصغرى

شكل رقم (٢٠)

التغير اليومي والشهري لدرجة حرارة الهواء بمحطتي الاسكندرية وطنطا

ويتضح من المثال السابق أن المناطق الساحلية أقل تطرفاً فى درجة الحرارة من المناطق الداخلية وهو محصلة القرب من المسطحات المائية التى تفرض واقعاً مناخيا على المناطق المجاورة لها سوف تكتمل صورته خلال استكمال دراسة عناصر المناخ بالفصول التالية.

٣- أختلاف منسوب سطح الأرض.

سبقت الاشارة إلى أن درجة الحرارة تنخفض بالارتفاع رأسياً بعيداً عن سطح البحر داخل طبقة التروبوسفير التى تعلو سطح الأرض مباشرة بمعدل يصل إلى نحو ٦م°/ كيلو متر، ويرجع ذلك إلى البعد عن سطح الأرض مصدر تسخين الهواء وقلة المواد العالقة وبخار الماء فى الجو وتخلخل الهواء وانخفاض كثافته بالارتفاع بعيدا عن سطح البحر. ويعنى ذلك أن المناطق المرتفعة من يابس الأرض تكون أقل حرارة من المناطق المنخفظة المجاورة لها، ويتوقف مدى التغير الحرارى بينهما على الفارق فى منسوب سطح الأرض بين كل منهما.

٤- تنوع الغطاء النباتي.

يؤدى تنوع الغطاء النباتى على سطح الأرض بصوره الثلاثة غابات، حشائش، صحارى وتباين مساحة كل منها إلى تباين استجابتها لكمية الاشعاع الشمسى الواصل إلى سطح الأرض فعلى الرغم من ارتفاع نسبة الألبيدو فى المناطق الصحراوية بالمقارنة بالمناطق المغطاه بالنبات إلا أن الغطاء النباتى وبخاصة الكثيف يحجب الاشعاع الشمسى من الوصول إلى سطح التربة وتسخينه مما يقلل من صافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى سطح الأرض وبالتالى يقلل من شدة الاشعاع الأرضى ودوره فى تسخين طبقة الهواء التى تعلوه ويكون ذلك سببا رئيسيا لانخفاض درجة حرارة المناطق ذات الغطاء النباتى الكثيف أثناء الليل إلى أدنى مستوياتها بالمقارنة بالمناطق المجاورة لها والتى يقل فيها كثافة الغطاء النباتى.

٥- حركة التيارات البحرية.

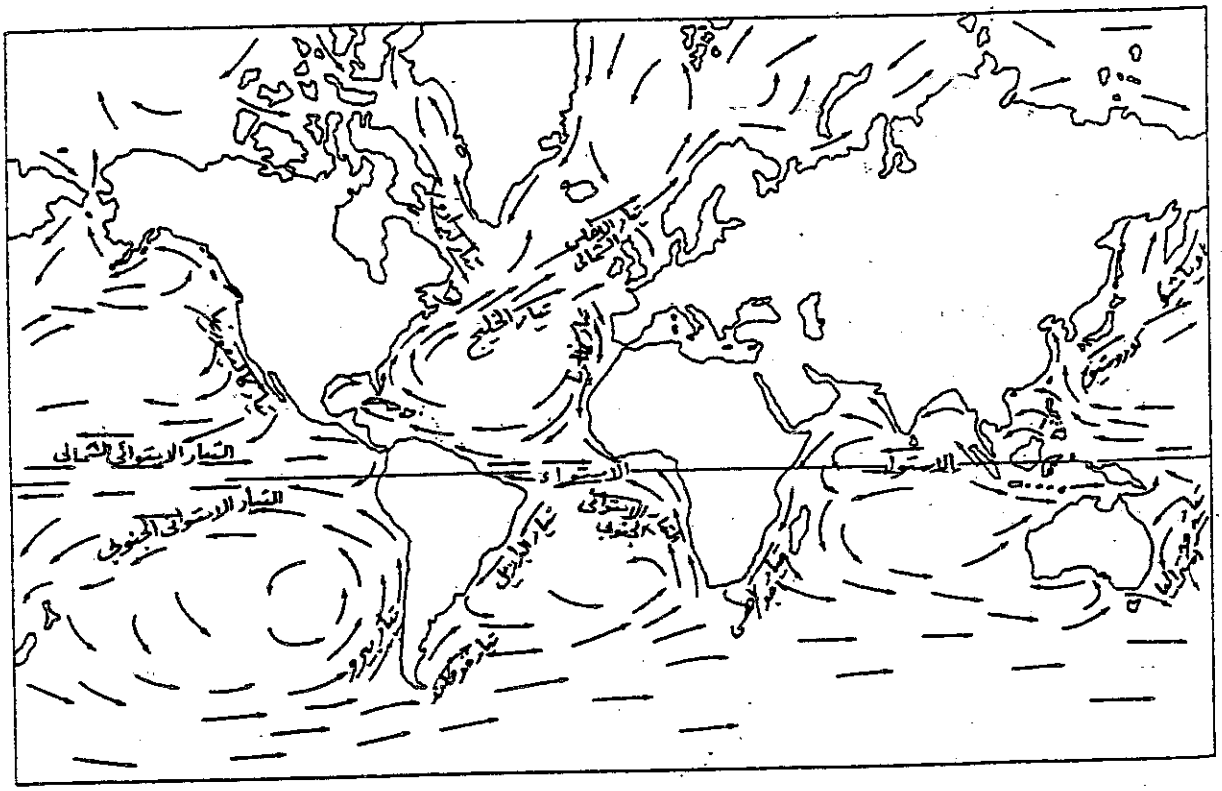
تتحرك مياه البحار والمحيطات على شكل تيارات دفيئة تنشأ فى العروض

الاستوائية وباردة تنشأ فى العروض العليا، ونتيجة لاختلاف كثافة المياه، ودفع الرياح لها، وتأثرها بقوة دوران الأرض حول نفسها، تتحرك التيارات المائية الدفئية داخل المسطحات المائية الاستوائية نحو العروض العليا (الأقل حرارة) فترفع من حرارة سواحلها وتذيب الجليد المجاور لها، و ث العكس حيث تتجه التيارات المائية البارده من المسطحات المائية بالعروض العليا نحو العروض الدنيا (الأعلى حرارة) فتخفض من درجة حرارة سواحلها وتلطف هواؤها، وتكون التيارات البحرية بذلك عاملاً يساعد فى اعادة توزيع الحرارة على سطح الكرة الارضية ومغيراً من درجة حرارة سطح الأرض. شكل رقم (٢١).

٦- عوامل مكانية أخري.

تتعدد العوامل المكانية المؤثرة فى توزيع درجة الحرارة على سطح الأرض لدرجة لايمكن حصرها، فالتباين المعقد لعناصر كل من اليابس والماء على سطح الأرض، وتباين كل منها فى خواصه الطبيعية مثل الحرارة النوعية، حركة جزئيات عناصرها، ولون كل منها، ودرجة نعومة السطح ومدى استجابته للاشعاع الشمسى بأنواعه ودرجة النقل الحرارى وغيرها، يجعلنا نؤكد بأن توزيع درجة الحرارة على سطح الكرة الأرضية أمراً معقداً للغاية. فعامل التضاريس على اليابس من حيث ارتفاعاتها واتجاهاتها والمكونات الصخرية لكل منها وماتحتويه من مياه جوفية يؤثر بلاشك فى درجة حرارة الهواء الذى يعلو كل منها. وعامل اختلاف خصائص مياه البحار والمحيطات من حيث درجة الملوحة وأنواع أملاحها، العمق، الشفافية، اللون، الاتساع، وخصائص انحدار قيعانها يؤثر بلاشك فى درجة حرارة الهواء الذى يعلو كل منها. وامتداد الغطاءات الجليدية وتساقط الثلوج، ونشاط الثورانات البركانية، والنشاط الذرى، وتسرب حرارة باطن الأرض من خلال الشقوق والفوالق والينابيع والحفر جميعها تؤثر بلاشك فى درجة حرارة الهواء الذى يعلو كل منها.

يتضح مما سبق أن توزيع درجة الحرارة على سطح الكرة الأرضية هو محصلة العلاقة بين إنتقالات الطاقة بتباينها الزمنى (اليومى، الشهرى) وخواص



شكل رقم (٢١)
توزيع التيارات البحرية الرئيسية على سطح الأرض

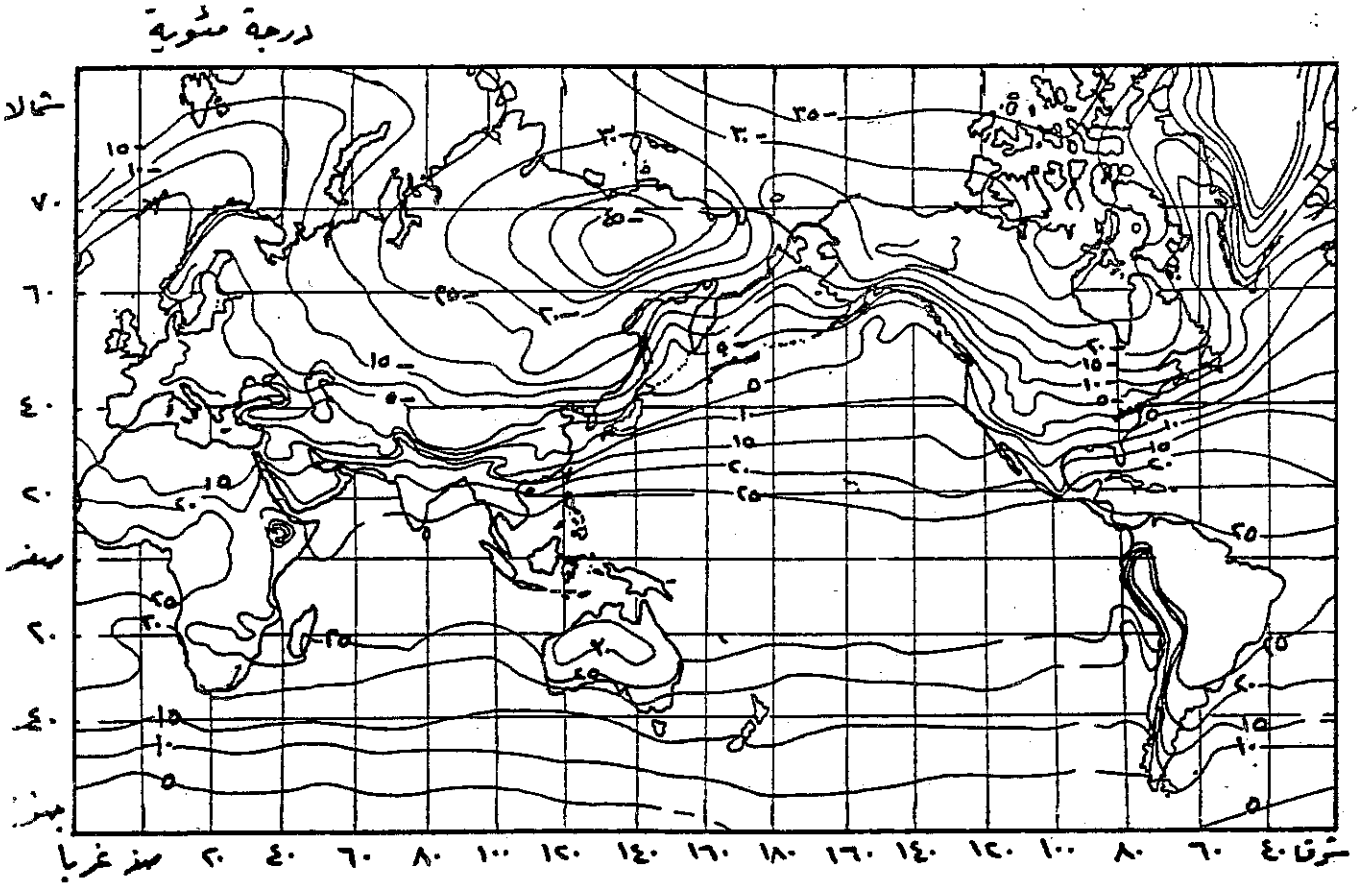
العناصر المكونة لسطح الأرض بتباينها المكانى، ويمكن تتبع توزيع درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الكرة الأرضية من خلال الشكل التالى رقم (٢٢) الذى يوضح توزيع متوسط درجة حرارة الهواء بكل من شهر يناير، شهر يوليو على سطح الكرة الأرضية ونستنتج منه الحقائق التالية:

١- تأخذ خطوط الحرارةالمتساوية Isotherm [١] إتجاها موازياً لدوائر العرض (امتداد شرقيا - غربيا)، ويظهر ذلك بوضوح فوق المسطحات المائية وبخاصة فى النصف الجنوبى للكرة الأرضية حيث ترتفع فيه مساحة المسطحات المائية بالمقارنة باليابس، ويرجع السبب فى هذا التجانس الحرارى إلى تشابه خواص مياه البحار والمحيطات إلى حد كبير - وتشابه استجابتها للطاقة بعكس ماهو موجود على اليابس، كما أن سطح المياه يخلو من التباين فى المنسوب بعكس ماهو موجود على اليابس، كما يقل التداخل بين اليابس والماء بشكل كبير فى نصف الكرة الجنوبى.

٢- تتناقص قيم درجة حرارة الهواء تدريجيا بالاتجاه من الاستواء نحو القطبين ويرجع السبب فى ذلك - كما سبقت الاشارة - إلى انخفاض صافى الاشعاع الشمسى بالاتجاه نحو القطبين وذلك بسبب تزايد نسب الألبيدو وانخفاض فعالية الاشعاع الأرضى بالاتجاه نحو القطبين، كما تقل نسبة بخار الماء وثانى أكسيد الكربون والمواد العالقة فى العروض العليا بالمقارنة بالعروض المدارية والوسطى، مما يقلل من كمية الاشعاع الحرارى الذاتى للغلاف الجوى.

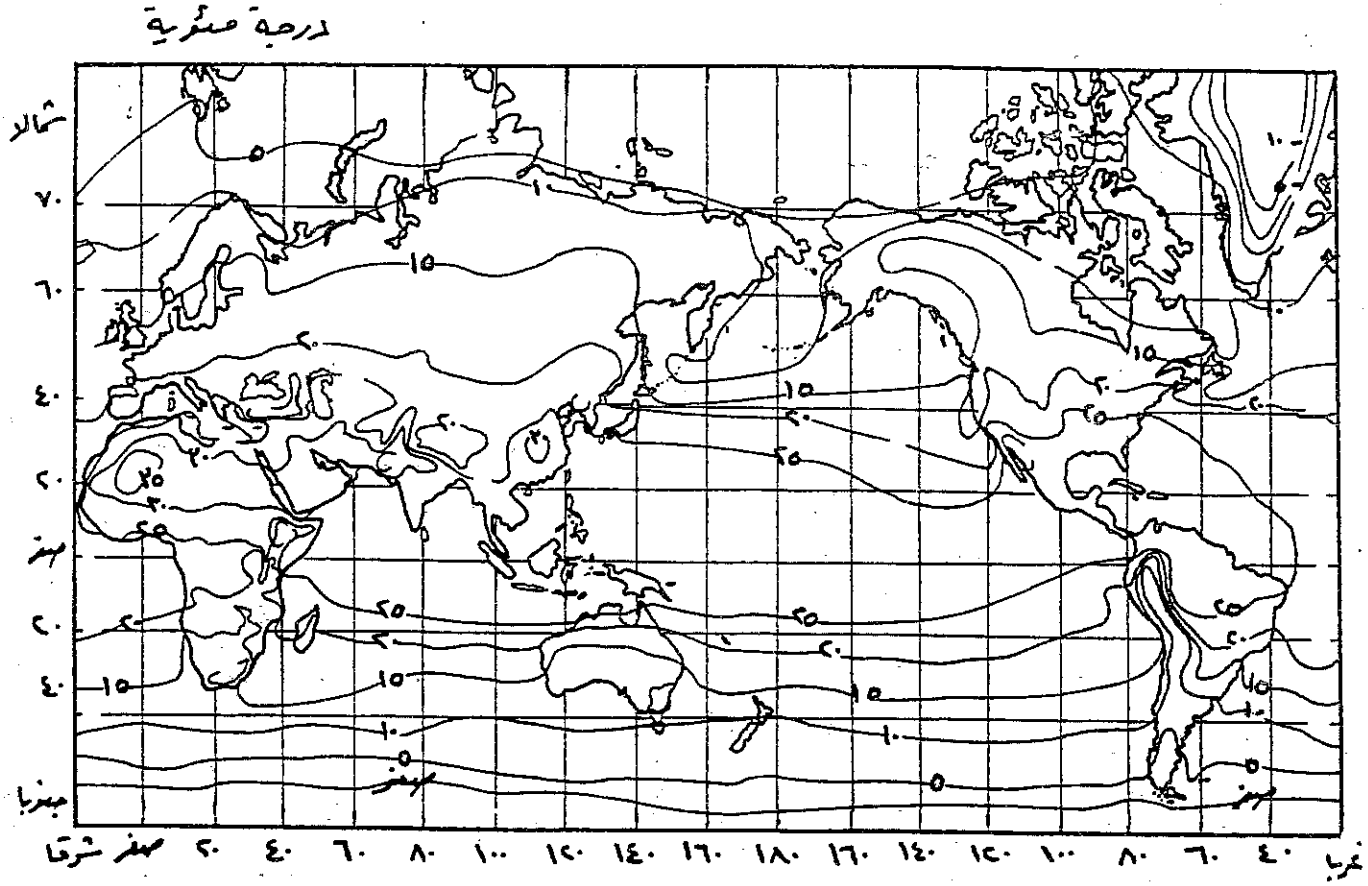
٣- يتضح من تتبع توزيع درجة حرارة الهواء فى شهر يناير أن اليابس يكون أبرد من المسطحات المائية (البحار والمحيطات) فى نصف الكرة الشمالى (الشتاء الشمالى) حيث تكون درجة حرارة الهواء فوق مياه البحار والمحيطات أعلى من درجة حرارة الهواء فوق اليابس المجاور. فى حين يكون اليابس أدفا من المسطحات المائية فى نصف الكرة الجنوبى (الصيف الجنوبى). وتتراوح درجة الحرارة فى نصف الكرة الشمالى بين ٣٠°م - ٤٥°م فوق جرينلند التى

١- تعرف خطوط الحرارة المتساوية بأنها خطوط وهمية تصل بين قيم درجات حرارة الهواء المتساوية.



شكل رقم (٢٢)

توزيع المتوسط الشهري لدرجة حرارة الهواء في شهر يناير،
علي سطح الكرة الأرضية



شكل رقم (٢٣)

توزيع المتوسط الشهري لدرجة حرارة الهواء في شهر يوليو
علي سطح الكرة الأرضية

تكون أبرد بقعة على سطح الأرض فى هذا الوقت من السنة. فى حين تتراوح درجة الحرارة فى نصف الكرة الجنوبى بين ٣٠°م، -٣٥°م.

٤- يتضح من تتبع توزيع درجة حرارة الهواء فى شهر يوليو أن اليابس يكون ادفأ من المسطحات المائية فى نصف الكرة الشمالى، ويحدث العكس فى نصف الكرة الجنوبى. وتتراوح درجة الحرارة فى نصف الكرة الشمالى (الصيف الشمالى) بين ٣٥°م، - ١٥°م فوق جرينلند. وتتراوح درجة الحرارة فى نصف الكرة الجنوبى (الشتاء الجنوبى) بين ٢٥°م،- ٧٥°م فى إنتاركتيكا التى تكون أبرد بقعه على سطح الأرض فى هذا الوقت من السنة.

٥- يكون الفارق فى درجة حرارة الهواء بين شهرى يناير، يوليو منخفضاً فى الأقاليم الاستوائية والمدارية وبخاصة فوق البحار والمحيطات، ويرجع السبب فى ذلك إلى تشابه صافى الاشعاع الشمسى على هذه الأقاليم طول السنة. فى حين يكون الفارق فى درجة حرارة الهواء بين شهرى يناير، يوليو كبيراً فى العروض الوسطى والعليا وبخاصة على اليابس، ويرجع ذلك إلى التباين الكبير فى الدورة اليومية والسنوية لصافى الاشعاع الشمسى المؤثر فى تلك العروض.

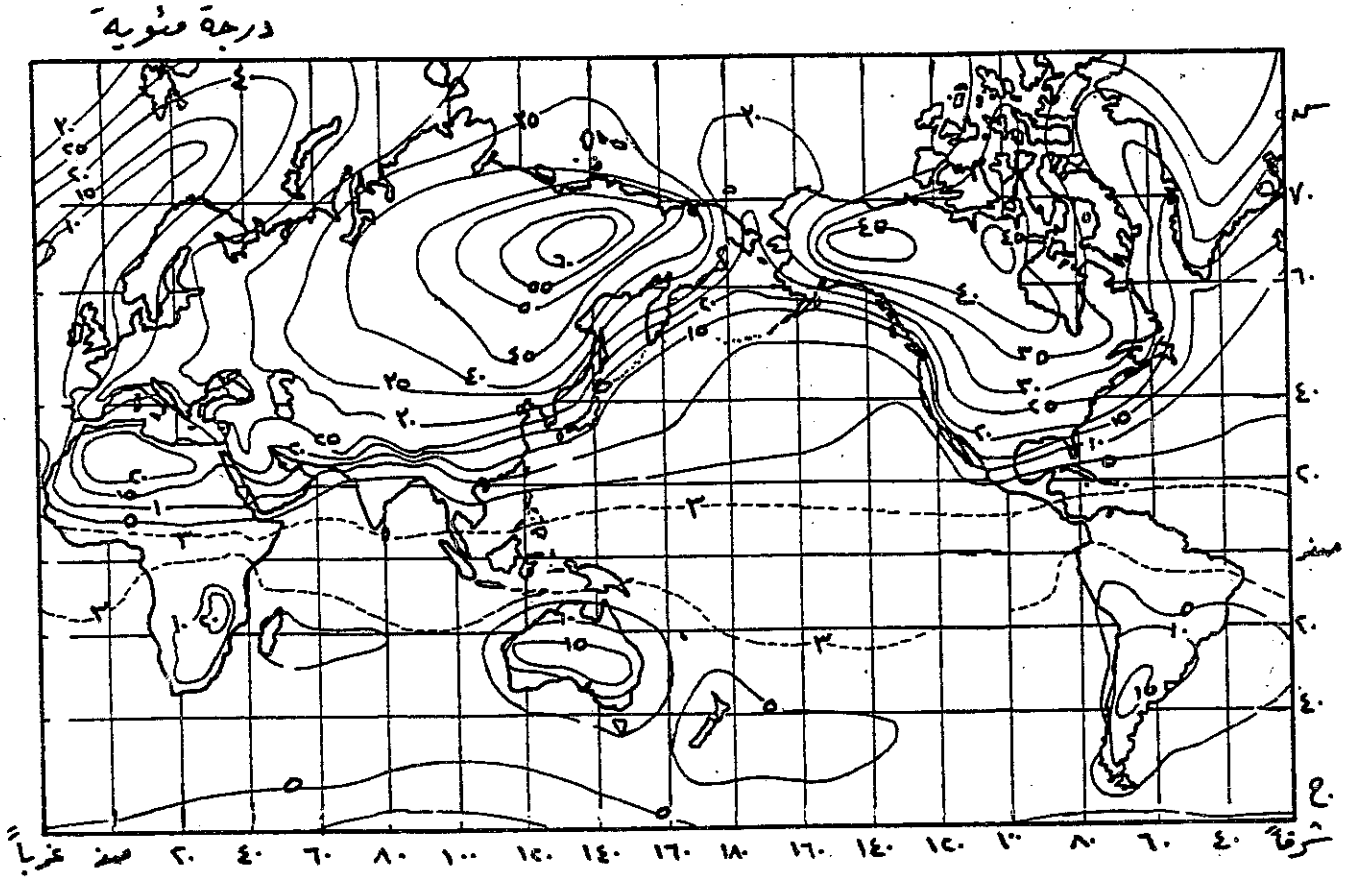
٦- تنخفض درجة حرارة الهواء فى المناطق المرتفعة المنسوب بالمقارنة بالمناطق المنخفضة المجاورة أو المسطحات المائية المجاورة لها، ويتضح ذلك جلياً عند تتبع درجات الحرارة فوق سلاسل جبال الروكى والأنديز غرب الأمريكتين، الهيمالايا بجنوب شرق آسيا، هضبة الحبشة وجبال أطلس ومرتفعات دراكنزبرج فى أفريقيا، مرتفعات الألب واسكندیناوة فى أوروبا، حيث تأخذ خطوط الحرارة المتساوية فوق تلك المناطق إتجاها شبه عمودياً (شمالياً - جنوبياً) على خطوط الحرارة المتساوية بالمناطق التى تجاورها.

٧- تعد أقاليم اليابس المغطاه بالجليد والثلوج أقل نطاقات العالم حرارة مثل جرينلند، انتاركنيكا ويرجع ذلك إلى عظم سمك الغطاء الجليدى ذى الألبيدو العالى وإنخفاض الاشعاع الأرضى إلى أدنى مستوياته.

ويتضح من العرض السابق التفاوت الكبير بين أجزاء سطح الكرة الأرضية فى

درجة حرارة الهواء خلال شهرى يناير (مركز الانقلاب الشتوى)، يوليو (مركز الانقلاب الصيفى)، وبحساب الفارق بين درجة حرارة الهواء بين شهرى يناير أدنى شهور السنة حراره، يوليو أعلى شهور السنة حرارة موزعاً على سطح الكرة الأرضية ينتج الشكل التالى رقم (٢٣) ومن تتبعه نستنتج مايلى:

١- يرتفع المدى الحرارى على نطاقات اليابس بشكل يفوق مثيله فوق المسطحات المائية المجاورة فى جميع عروض الكرة الأرضية.



شكل رقم (٢٤)

توزيع المدي الحراري بين متوسطي شهري يناير. يوليو

٢-يرتفع المدى الحرارى فى نصف الكرة الشمالى بشكل يفوق مثيله فى نصف الكرة الجنوبى، ويكون المدى مرتفعا فوق المناطق شبه القطبية والقطبية فى نصف الكرة الشمالى بشكل أكبر من مثيله فى العروض الاستوائية والمدارية منه.

٣- ينخفض المدى الحرارى فى الأقاليم الاستوائية وبخاصة فوق المسطحات المائية منها إلى أدنى مستوياته.

الانعكاس الحراري Temperature Inversion

يحدث فى بعض الليالى عندما تكون السماء صافية والهواء جاف أن يفقد سطح الأرض الاشعاع الحرارى بسرعة تفوق مايكتسبه من أشعة حرارية من الغلاف الجوى فيحدث عجز فى كمية الحرارة التى يحتويها سطح الأرض فتنخفض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض لدرجة أنه يصبح أبرد من الهواء الذى يعلوه، وبمعنى آخر فإن درجة حرارة الهواء فى هذه الحالة تزيد بالارتفاع (ويعد هذا مخالفاً للتغير الرأسى الطبيعى لدرجة حرارة الهواء التى تنخفض بالارتفاع بعيداً عن سطح الأرض فى طبقة التروبوسفير)، ويعرف ذلك بالانعكاس الحرارى.

ولايتعدى نطاق حدوث الانعكاس الحرارى مسافة كيلو متر واحد بعيداً عن سطح الأرض، وغالبا مايحدث عندما يكون سطح الأرض مغطى بالجليد، أو فوق التيارات البحرية الباردة.

الاحتباس الحراري Greenhouse Effect

تتسم جزئيات بعض غازات الغلاف الجوى وهى ثانى أكسيد الكربون، الميثان، اكسيد النيتروز، الأوزون، وبخار الماء بخاصية طبيعية تجعلها تسمح بمرور الأشعة ذات الموجات القصيرة والمتوسطة الآتية من الشمس إلى سطح الأرض ولاتسمح بمرور الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة الواردة من سطح الأرض نحو الغلاف الجوى فتمتص مايعادل نحو ٩١ ٪ منها، ثم تبثها مرة أخرى

نحو سطح الأرض مما يؤدى إلى تراكمها واحتباسها بالقرب من سطح الأرض فتتسبب فى تسخين الهواء المحيط به وهو مايعرف بظاهرة الاحتباس الحرارى.

ويعد الاحتباس الحرارى ظاهرة طبيعية تنظم الاشعاع الشمسى والأرضى وتتسبب فى دفء الأرض وحفظ حرارتها، وهى أساس جميع الظواهر الجوية المؤثرة فى سطح الأرض. وهى تشبه تماماً مايحدث داخل البيوت المحمية الزراعية (الصوبة) Greenhouse حيث تمر الأشعة الشمسية من خلال الزجاج أو البلاستيك المغلف لها إلى الداخل ولكنهما لايسمحا بتسرب الأشعة الحرارية خارجها فتظل حبيسة بالداخل مسببة إرتفاعاً فى درجة الحرارة ولهذا السبب أطلق على ظاهرة الاحتباس الحرارى مصطلح Greenhouse Effects.

الاحتباس الحراري غير الطبيعي Unnatural Greenhouse Effects

ويقصد به الاحتباس الحرارى الناتج بفعل الغازات المنبعثة من مصادر بشرية مثل لوافظ المصانع ومركبات النقل وآلات الاحتراق ومحركات توليد الطاقة الكهربائية وغيرها من صور النشاط البشرى المرتبطة بإحتراق الوقود الأحفورى، ونتيجة لزيادة انبعاث الغازات من مصادر بشرية تتغير خصائص الهواء فى التروبوسفير الأدنى ونسب مكوناته الغازية وبالتالى نسب امتصاص وانعكاس وبث الأشعة الشمسية وهى فى طريقها إلى سطح الأرض، وكذا نسب امتصاص الاشعة الحرارية الواردة من سطح الأرض، مما يتسبب فى اضطراب التوازن الحرارى عند سطح الأرض الأمر الذى يؤدى بدوره إلى حدوث تقلبات مناخية مفاجئة، وأخرى تتنامى على المدى الطويل وتنذر بالخطر خلال العقود القليلة القادمة، وتحولت ظاهرة الاحتباس الحرارى فى الوقت الحاضر إلى مشكلة بيئية تأتى على رأس قائمة المشكلات البيئة التى تعانى منها الكرة الأرضية.

• **الخلاصة..** نخلص من دراسة درجة الحرارة مجموعة من النتائج الهامة نستعرضها فيما يلى:

١- يعد صافى الاشعاع الشمسى العامل الرئيسى المؤثر فى درجة حرارة سطح

الأرض، وهو يتابين من مكان إلى آخر على سطح الأرض تبعاً لتباين كل من الفاقد من الاشعاع الشمسى بالانعكاس (الألبيدو)، والاشعاع الأرضى.

٢- الحرارة هى كمية الطاقة الحركية فى الذرة الواحدة أو الجزىء الواحد للمادة، ودرجة الحرارة هى مقياس يحدد متوسط كمية الطاقة الحركية للذرة الواحدة أو الجزىء الواحد.

٣- تتباين درجة حرارة الهواء زمنيا على مدار اليوم الواحد بسبب العلاقة بين دوران الكرة الأرضية حول محورها والشمس، وعلى مدار السنة كنتيجة لتباين كمية الاشعاع الشمسى المرتبط بحركة دوران الأرض حول الشمس سنوياً.

٤- يؤثر كل من توزيع اليابس والماء، القرب أو البعد من المسطحات المائية، اختلاف مناسيب سطح الأرض، تنوع الغطاء النباتى، حركة التيارات البحرية، وغيرها من العوامل المكانية الأخرى فى التوزيع الأفقى لدرجة الحرارة على سطح الكرة الأرضية.

٥- يعد الاحتباس الحرارى ظاهرة طبيعية تنظم الاشعاع الشمسى والأرضى وتتسبب فى دفء الأرض وحفظ حرارتها، وكان نتيجة ازدياد انبعاث الغازات من النشاط البشرى بشكل كبير بسبب احتراق الوقود الأحفورى أن تحول الاحتباس الحرارى إلى ظاهرة غير طبيعية حيث ارتفع متوسط حرارة سطح الأرض بحوالى ٠,٩١ °م منذ منتصف القرن التاسع عشر وحتى نهاية القرن العشرين مما ينذر بحدوث آثار بيئية اقتصادية وسياسية جعلتها تأتى فى مقدمة المشكلات البيئية التى تعانى منها الكرة الأرضية.

المحاضرة الثامنة

الفصل الثامن

التساقـط

Precipitation

- مقدمة.
- كيفية حدوث التساقط
- أشكال التساقط
- بذر السحب أو صناعة المطر
- ظاهرات بصرية مرتبطة بالتساقط
- أنواع التساقط
- عواصف البرق والرعد
- قياس المطر
- التوزيع الجغرافي لإقاليم المطر
  - العوامل المؤثرة في توزيع المطر
  - أقاليم المطر
- الأمطار الحمضية
- الأمطار الاشعاعية

مقدمة.

التساقط هو أحد مراحل الدورة المائية Hydrological Cycle وفيه تعود المياه فى حالتها السائلة أو الصلبة من الغلاف الجوى إلى سطح الأرض مرة أخرى بعد أن تركته نحو الغلاف الجوى.

والحقيقة أن تكاثف بخار الماء فى الهواء على هيئة سحب تحتوى على قطرات مائية أو بللورات ثلجية لا يعنى بالضرورة تساقطها إلى سطح الأرض، فالتساقط من السحب يحتاج إلى عمليات جوية مرتبطة بتيارات الحمل الحرارى، وانحدار الضغط الجوى، وتدفق التيارات الهوائية الصاعدة وحتى إذا تساقطت المياه من السحب فإن وصولها إلى سطح الأرض يعتمد على خصائص قطاع الهواء الذى يفصل بينها وبين سطح الأرض.

وتعد كل من سحب المزن الطبقى Nimbustratas (Ns) وسحب المزن الركامى Cumulonimbus (Cb) أهم مصادر التساقط حيث يسقط منهما معظم المياه التى تصل إلى سطح الأرض. وتحدد درجة الحرارة طبيعة التساقط من ماء أو ثلج، ويحدد حجم جزئياته الرطوبة الجوية وكمية بخار الماء فى الجو، ويحدد شدة التساقط نوع السحب فالسحب الركامية تغطى مساحات صغيرة وتنتج قطرات كبيرة وتساقط شديد فى فترة قصيرة، والسحب الطبقية تغطى مساحات كبيرة وتنتج قطرات صغيرة وتساقط خفيف فى فترة طويلة.

كيفية حدوث التساقط:

تتكون السحب من قطرات مائية أو بللورات ثلجية (أو الاثنين معاً) دقيقة جداً يحملها تيار الهواء الصاعد داخل السحب ويظل يمنعها من الهبوط، وسقوطها على سطح الأرض حتى يعجز عن حملها، وفى حالة سقوطها يكون هبوطها بطئ وتتعرض للتبخر فى الهواء الموجود أسفل السحب وبخاصة إذا كان غير مشبع ببخار الماء. وتعتمد سرعة سقوط قطرات المياه أو بللورات الثلج على قوة الجاذبية الأرضية، وقوة الهواء الصاعد المتدفق من سطح الأرض، فإذا

تساوت قوة الهواء الصاعد مع قوة الجاذبية الأرضية تتساقط قطرات المياه أو بللورات الثلج فى سرعة ثابتة تسمى السرعة النهائية Terminal Velocity[1].

وترتبط السرعة النهائية لقطرات المياه أو بللورات الثلج طردياً مع حجم تلك الجزيئات فإذا كانت صغيرة الحجم (يتراوح قطرها بين ١٠ – ٢٠ ميكرو متر) فيعنى ذلك أن لها سرعة نهائية منخفضة (تتراوح بين ٠,٣ – ١,٢ سم / ثانية)، أن تلك الجزئيات سوف يستغرق وصولها إلى الأرض نحو ٢٤ ساعة أو أكثر ويمكن أن تتبخر فى الهواء غير المشبع أسفل قاعدة السحب. ولكى تصل جزئيات الماء إلى سطح الأرض يجب أن يكون لها حجم اكبر وسرعة نهائية كبيرة. وتنمو قطرات المياه وبللورات الثلج بواسطة عمليتان جويتان تسمى الأولى عملية التعارض – الاندماج The Collision - Coalescence Process وتسمى الثانية عملية برجرون Bergeron Process[2].

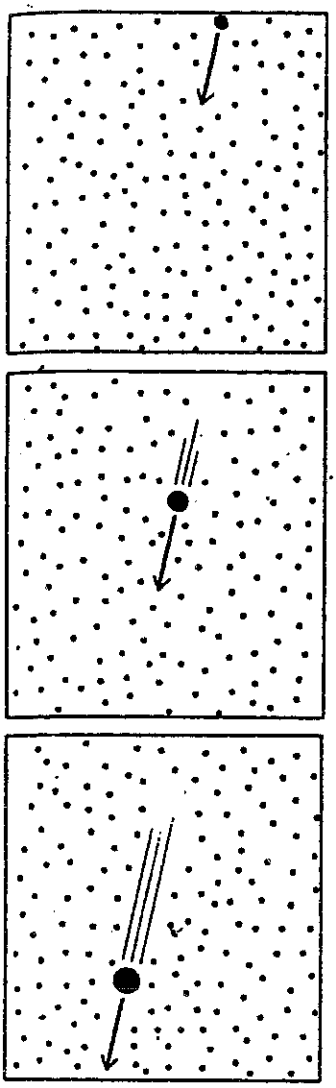
١- عملية التعارض - الاندماج:

وتحدث داخل السحب التى ترتفع درجة حرارتها الى أكثر من درجة الصفر المئوى، وهى تتكون من قطرات مائية فقط، وتعنى تلك العملية إلتحام قطرات الماء الكبيرة بالقطرات الصغيرة مكونة قطرات مائية كبيرة الحجم لها سرعة نهائية كبيرة. ويشترط لحدوث هذه العملية التعارض فى احجام قطرات الماء داخل السحب لأن تشابه أحجامها يعنى أن لها سرعة نهائية متشابهة تعوق إصطدامها والتحامها، أما فى حالة عدم تشابه حجم القطرات فإن السرعة النهائية للقطرات كبيرة الحجم تختلف عن مثيلتها صغيرة الحجم مما يجعلها تصطدم ببعضها فيحدث الاندماج أو الالتحام بين القطرات فتتزايد أحجامها وسرعتها النهائية وتسقط من السحب كقطرات مطر – شكل رقم (٤٧).

---

(1) Moran, M. & Morgan, D., op. cit., p. 184.

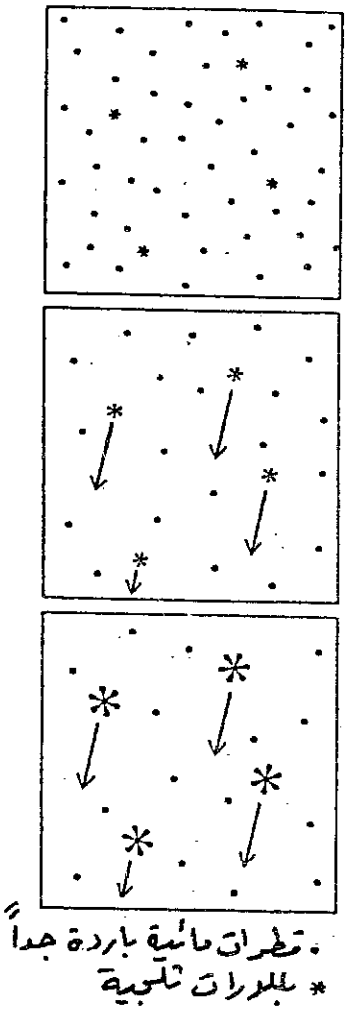
(٢) نسبة الى العالم السويدى Tor Bergeron, (1891 - 1977)، الذى اكتشفها.



شكل رقم (٤٧) عملية التعارض - الاندماج لالتحام قطرات الماء داخل السحب

٢- عملية برجرون:

وتحدث داخل السحب التى تنخفض درجة حرارتها الى أقل من الصفر المئوى، وهى تتكون من قطرات مائية باردة جداً وبللورات ثلجية، خلال تلك العملية تلتحم بللورات الثلج مع قطرات الماء الباردة جداً فيزيد حجم البللورات ويزيد وزنها وسرعتها النهائية فتسقط من السحب نحو سطح الأرض، فإذا كانت حرارة الهواء أقل من درجة الصفر المئوى خلال المسافة بين السحب وسطح الأرض تصل بللورات الثلج إلى سطح الأرض، وإذا كانت حرارة الهواء أعلى من درجة الصفر المئوى تذوب البللورات اثناء الطريق وتتحول إلى قطرات مائية.



شكل رقم (٤٨) عملية برجرون لالتحام بلورات الثلج بقطرات الماء داخل السحب

أشكال التساقط Forms of Precipitation:

تتعدد أشكال التساقط فإلى جانب المطر Rain، والثلج Snow يسقط الرذاذ Drizzle، والبرد Hail.

الـــرذاذ Drizzle:

ويتكون من قطرات مائية دقيقة جداً يتراوح قطرها بين ٢ , ، ٥ , مم وهى تتساقط ببطء شديد نحو سطح الأرض. وتنشأ قطرات الرذاذ فى السحب الطبقية ذات القدرة المحدودة لحدوث عملية التعارض – الاندماج.

المطـــر Rain:

وهو أهم مظاهر التساقط، ويتساقط بكثرة من سحب المزن الطبقى، والمزن

الركامى، وغالباً ما ينشأ المطر نتيجة سقوط بللورات ثلجية أو حبيبات ثلجية ثم تذوب فى طريقها إلى سطح الأرض عندما تلتقى بكتلة الهواء أسفل السحب التى لها درجة اكبر من درجة الصفر المئوى. وتنمو قطرات المطر بفعل عملية التعارض – الاندماج فى السحب الركامية ويتراوح قطرها بين ١ ، ٦ مم. وتنمو بفعل عملية برجرون فى السحب الباردة فتنتج قطرات مائية أكبر من مثيلتها التى تنتج بفعل عملية التعارض – الاندماج فى السحب الدافئة.

الرذاذ المتجمد Freezing Drizzle:

عندما يسقط الرذاذ فى الطقس البارد تكون قطرات المياه الدقيقة باردة جداً (دون الصفر المئوى) تتجمد حال وصولها إلى سطح الأرض وتشكل غطاءً من الثلج يتدلى من أغصان الاشجار وخطوط الكهرباء. على شكل أعمدة ثلجية هابطة (لأسفل).

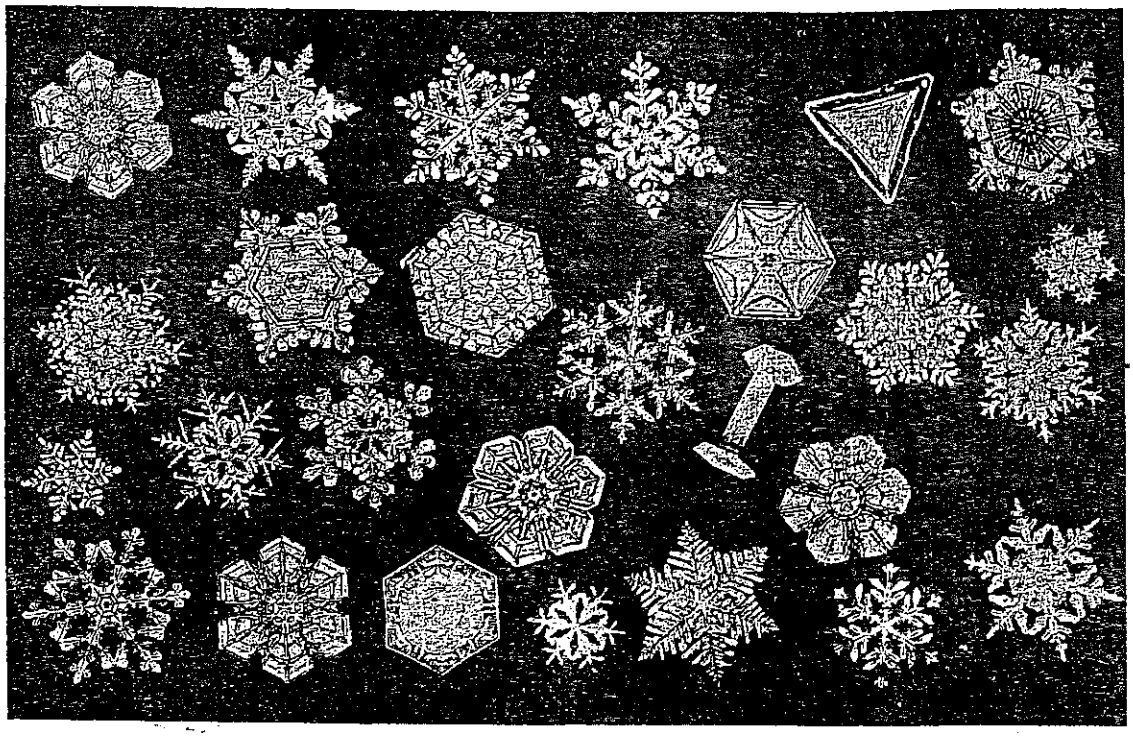
الثلـج Snow:

وهو أحد أشكال التساقط الصلب، ويتكون من التحام بللورات ثلجية رقيقة سداسية الشكل Hexagonal تتفاوت أشكالها تحت المجهر تبعاً لكمية بخار الماء ودرجة حرارة الهواء، فتأخذ أشكال صفائح أو أهداب أو نجوم أو أعمدة أو إبر – شكل رقم (٤٩).

ويسقط الثلج على هيئة كرات ثلجية Snow Pellets تأخذ أحياناً الشكل المخروطى ويتراوح أقطارها بين ١ ، ٥ مم، ويسقط أيضاً على شكل حبيبات صغيرة Snow Grains لها أقطار تقل عن ١ مم، أو على شكل كرات جليدية Ice Pellets أكثر صلابة تسمى Sleet.

البـرد Hail:

وهو حبيبات ثلجية تتكون من حلقات متتابعة من الثلج، نتيجة التحام آلاف البللورات الثلجية ويشبه تركيبها تركيب حبة البصل Onion، وينمو البرد داخل سحب المزن الركامى مصاحباً لعواصف البرق والرعد التى تحتوى على تيارات



شكل رقم (٤٩) أشكال بللورات الثلج المتساقط

حمل صاعدة داخلية قوية تحمل كرات الثلج وتنقلها إلى مستويات أعلى داخل السحابة وخلال طريقها إلى أعلى تنمو بشكل أكبر بواسطة التحام قطرات المياه الباردة جداً وتصبح أثقل فتهبط إلى أسفل فتحملها تيارات الحمل الصاعدة مرة أخرى إلى الاجزاء العليا من السحابة فتتكرر عملية النمو حتى تصبح أثقل ولا تتمكن تيارات الحمل من حملها إلى أعلى فتهبط أسفل قاعدة السحب وتدخل الهواء، وفى حالة ارتفاع درجة حرارة الهواء إلى أكثر من درجة الصفر المئوى تذوب وتتحول الى قطرات مائية ثقيلة، وعندما يصبح حجم حبة البرد كبيراً بشكل يحول دون ذوبانها تصل إلى سطح الأرض على هيئة حبيبات صغيرة جداً غير مؤذية ينخفض قطرها إلى أقل من ١ سم، ولكن فى حالة عواصف

البرق والرعد العنيفة التى يشتد بداخلها تيارات الحمل يزيد عدد مرات صعود وهبوط حبة البرد فيزيد قطرها حتى يصبح فى حجم كرة الجولف أو أكبر كحجم البرتقالة وفى هذه الحالة تشكل خطراً عند اصطدامها بمكونات سطح الأرض.

بذر السحب Cloud Seeding أو صناعة المطر Rainmaking:

وهو أسلوب علمى بدأ مع بداية النصف الأخير من القرن العشرين المنصرم، ويهدف إلى زيادة قوة عملية برجرون فى السحب الباردة التى تتكون من بللورات ثلجية وقطرات مائية باردة جداً، حيث يتم حقن السحب بواسطة الطائرات بجزئيات يوديد الفضة Silver iodide (AgI) التى تتشابه خصائصها الطبيعية مع بللورات الثلج، أو حقن السحب ببللورات الثلج الجاف، أو ثانى أكسيد الكربون المجمد Co_2 فى درجة حرارة – ٨٠° م، فتحدث عملية التحام البللورات الثلجية مع البللورات المحقونة فتنمو بللورات الثلج ويزيد حجمها ووزنها وتهبط إلى سطح الأرض.

ظاهرات بصرية مرتبطة بالتساقط Optical Phenomena:

يحدث أن تنعكس Reflecte[1] أو تنكسر Refracte[2] الاشعة الضوئية عند اختراقها قطرات المياه أو بللورات الثلج أثناء سقوطها إلى سطح الأرض ويظهر لمن ينظر إلى السماء الممطرة ظاهرات مرتبطة بالرؤية مثل الهالات الضوئية التى تحيط بالشمس أو القمر وتعرف باسماء مختلفة مثل الهالة Halo، والكورونا Coronae، والجلوريا Glorie، وقوس قزح Rainbow الذى يعد من الظاهرات البصرية الفريدة التى توضح ألوان الطيف.

---

(١) انعكاس الضوء هو عودته مرة أخرى فى اتجاه مصدره بعد سقوطه على سطح عاكس وفيه تتساوى زاوية الانعكاس مع زاوية السقوط.

(٢) انكسار الضوء هو انحناء الضوء عند مروره من وسيط ناقل له إلى وسيط آخر ناقل له بسبب اختلاف سرعة الضوء عند اختراقه كل منهما، مثل الهواء والماء فسرعة الضوء اعظم فى الهواء من سرعته فى الماء.

الهالات الضوئية:

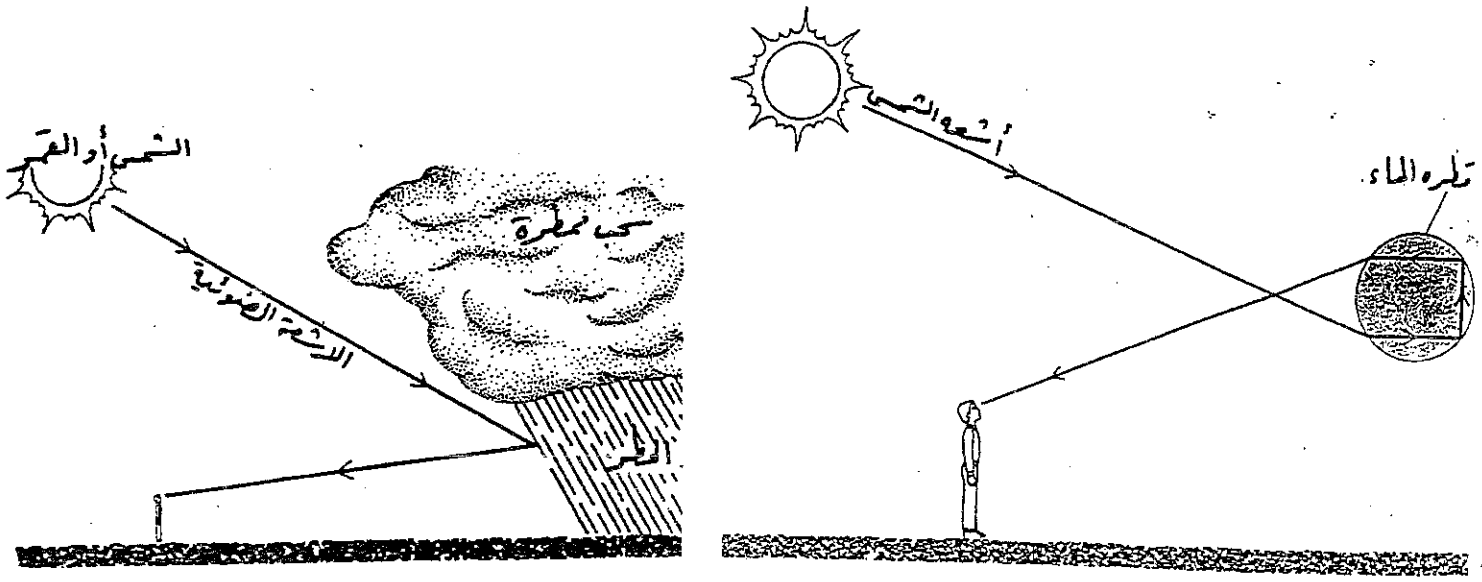
تظهر الهالة Halo على هيئة حلقة ضوئية تحيط بالشمس وأحياناً بالقمر بسبب انكسار أشعة الشمس داخل بللورات الثلج المتساقطة سداسية الشكل، ويحدث هذا الانكسار من جانب إلى جانب وتتباين درجة انكسار الضوء تبعاً لحجم البللورات وتحدد زاوية الانكسار سمك الهالة نفسها. شكل رقم (٥٠) وتظهر هالة الكورونا Coronae على شكل سلسلة من حلقات ضوئية متعاقبة تفصل بينها حلقات مظلمة تحيط بالقمر وأحياناً تحيط بالشمس وهى أصغر بكثير من الهالة Halo، وتحدث بسبب انحراف الضوء Diffraction داخل قطرات الماء الرقيقة.

شكل رقم (٥٠) الهالة الضوئية حول الشمس

قوس قزح Rainbow:

يظهر قوس قزح على شكل قوس تتدرج فيه ألوان الطيف السبعة (الأحمر، البرتقالى، الاصفر، الاخضر، الازرق، النيلى، البنفسجى) ويحدث ذلك نتيجة حدوث انكسار وانعكاس Refraction and Reflection للأشعة الشمسية بواسطة قطرات المياه. فعندما تخترق الاشعة الشمسية قطرة المياه تنكسر بداخلها ثم تعكس قطرة المياه الاشعة المنكسرة مرة أخرى الى خارج قطرة المياه فتنكسر مرة أخرى عند خروجها إلى الهواء – شكل رقم (٥١).

ويظهر قوس قزح للمشاهد الذى ينظر فى اتجاه المطر ويكون موقع الشمس إلى الخلف منه، ولذلك لا يمكن أن يظهر قوس قزح والسماء مغطاه تماماً بالسحب فيجب أن تكون الشمس ساطعة فى إحدى اجزاء القبة السماوية.



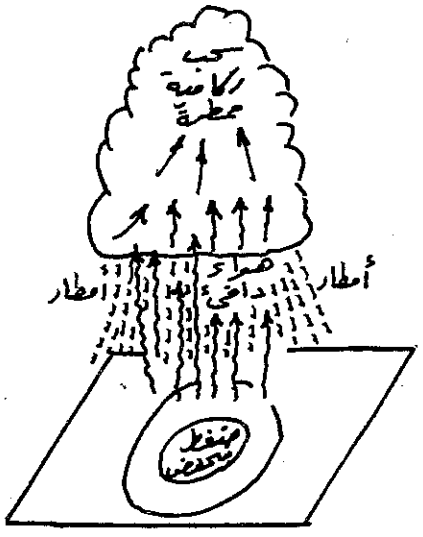
شكل رقم (٥١) انكسار الضوء وانعكاسه يسببان ظهور قوس قزح في السماء

أنواع التساقط:

ينقسم التساقط إلى ثلاثة أنواع رئيسية تبعاً لأسباب حدوثه وسقوطه فيعرف بالتساقط التصاعدى Convectional Precipitation حين يرتبط بتيارات الهواء الصاعد، وبالتساقط التضاريسى Orographic Precipitation عندما يرتبط باعتراض التضاريس لحركة السحب، ويعرف بالتساقط الاعصارى Cyclonic Precipitation حين يرتبط بمرور الاعاصير (الانخفاضات الجوية) .

التساقط التصاعدي Convectional Precipitation:

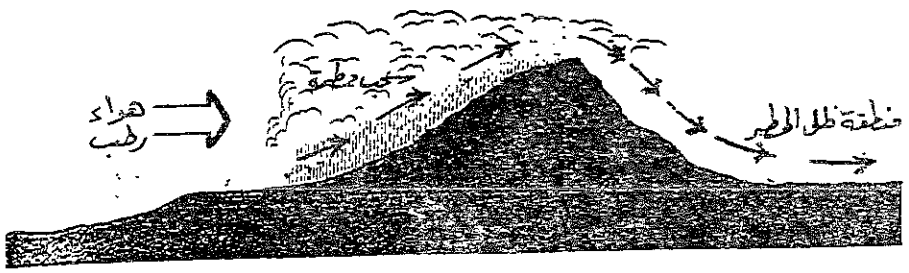
وتعد الأقاليم الإستوائية والمدارية موطنه، حيث ترتفع حرارة سطح الأرض معظم فترات السنة فيتمدد الهواء ويخف وزنه ويصعد إلى أعلى على شكل تيارات هوائية متصاعدة فتتكاثف جزئياته فوق جزئيات الهواء البارد فيتحول إلى سحب ركامية وتنمو تلك السحب فتتحول باستمرار عمليةتصاعد الهواء الساخن وتكاثفه إلى سحب المزن الركامى الممطرة فتتساقط الامطار بغزارة وعادة يصاحبها عواصف البرق والرعد.



شكل رقم (٥٢) التساقط التصاعدي

التساقط التضاريسي Orographic Precipitation:

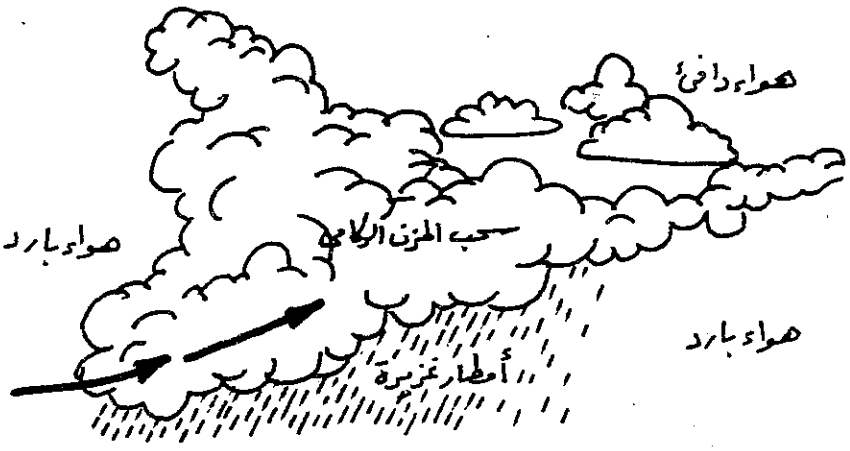
ويحدث هذا النوع من التساقط بسبب إحدى عمليتين، الأولى: عندما تواجه الرياح السائدة سلسلة جبلية فتندفع طبقة الهواء متسلقة منحدرات السلسلة نحو الأعلى، والثانية عندما تعترض المرتفعات طبقة هوائية باردة، فتكون النتيجة فى الحالتين أن يتكاثف بخار الماء وتتكون السحب ويرتبط نوع السحب المتكون على كمية بخار الماء الموجود فى الهواء، وتسقط الامطار على السفوح الجبلية المواجهة لحركة الرياح المحملة بالسحب، وترتبط غزارة المطر مع ارتفاع السلسلة الجبلية ثم يبدأ المطر فى التناقص تدريجياً بسبب انخفاض كمية بخار الماء فى الهواء الذى يصبح جافاً، ويسود الجفاف على السفوح الجبلية غير المواجهة لاتجاه الرياح وتعرف بمنطقة ظل المطر Rainshadow وتوجد مساحات صحراوية كبيرة على سطح الأرض تقع تحت هذه الظروف.



شكل رقم (٥٢) التساقط التضاريسي

التساقط الاعصاري Cyclone Precipitation:

ويحدث هذا النوع من التساقط مصاحباً لمرور الانخفاضات الجوية والاعاصير المدارية (سوف يدرس بالتفصيل فى الفصل التاسع) . حيث تتقابل كتلتان هوائيتان متضادتان فى الاتجاه وغير متجانستان حرارياً (كتلة باردة وأخرى دافئة) ، فتتصارع الكتلتان حيث يحاول الهواء الدافى الأخف وزناً الارتفاع إلى أعلى ويحاول الهواء البارد الاثقل وزناً الانخفاض إلى أسفل فيتكاثف الهواء الدافئ فوق الهواء البارد مكوناً سحب المزن الركامى فتسقط الأمطار الغزيرة يصاحبها عواصف البرق والرعد.



شكل رقم (٥٤) التساقط الاعصاري

عواصف البرق والرعد Thunderstorms:

وهى من أكثر انظمة الطقس شيوعاً على سطح الأرض وتحدث فى طبقة التروبوسفير وأحياناً تتعدى مستوى التروبوبوز، وهى تصاحب حدوث التساقط من سحب المزن الركامى وأهم ما يميزها هو رؤية البرق (ضوء قوى مفاجئ) وسماع الرعد (صوت قوى مفاجئ) بشكل متقطع، ولا يتجاوز زمن العاصفة الساعة الواحدة. كما يصاحبها سقوط حبات البرد، وتتباين شدة العاصفة فتكون أحياناً خطرة على الحياة عند سطح الأرض حين تشتد سرعة الرياح وتتساقط أمطار غزيرة يصاحبها حبات برد كبيرة، أو عندما تصل صاعقة البرق إلى سطح الأرض.

وتتشكل عواصف البرق والرعد عندما يزداد نشاط التيارات الهوائية الصاعدة وترتفع الرطوبة الجوية بشكل كبير على سطح الأرض، فيصعد الهواء إلى أعلى حتى يصل إلى مستوى التكاثف فيحدث التكاثف فى نطاق كبير من الهواء وتتشكل السحب الركامية وباستمرار تسخين سطح الأرض وزيادة نشاط التيارات الهوائية الصاعدة وانخفاض الضغط الجوى تصعد السحب الركامية أكثر إلى السماء ويزداد ارتفاعها وسمكها منذرة بحدوث العاصفة.

يبدأ سقوط المطر أو الثلج وتكون قطرات المطر ثقيلة حيث تكون أثقل من تيار الحمل الحرارى الصاعد ويتكون تيار هوائى هابط مصاحب لسقوط المطر ويخرج من قاعدة السحابة ويتجه نحو سطح الأرض ويكون بارداً. تزداد سرعة التيار الصاعد ويقوى على حمل قطرات المياه وبللورات الثلج إلى أعلى السحابة التى تكون درجة الحرارة فيها دون درجة التجمد فتتكون كرات الثلج وحبات البرد وتهبط بفعل الجاذبية الارضية إلى أسفل السحابة وعندها يقوى تيار الهواء الصاعد ويحمل حبات البرد إلى أعلى السحابة مرة أخرى فتندمج فى طريقها مع قطرات المياه الباردة جداً وبللورات الثلج فيزداد حجمها وتجذبها قوة الجاذبية إلى أسفل مرة أخرى، وبتكرار عملية الصعود والهبوط ثم الصعود لحبة

البرد يزداد حجمها وتصبح مكونة من طبقات (قشور) ثلجية قد تصل إلى نحو ٢٥ طبقة من الثلج حتى تسقط فى النهاية إلى سطح الأرض حين لا يستطيع التيار الصاعد حملها مرة أخرى إلى أعلى السحابة (شكل رقم ٥٥).

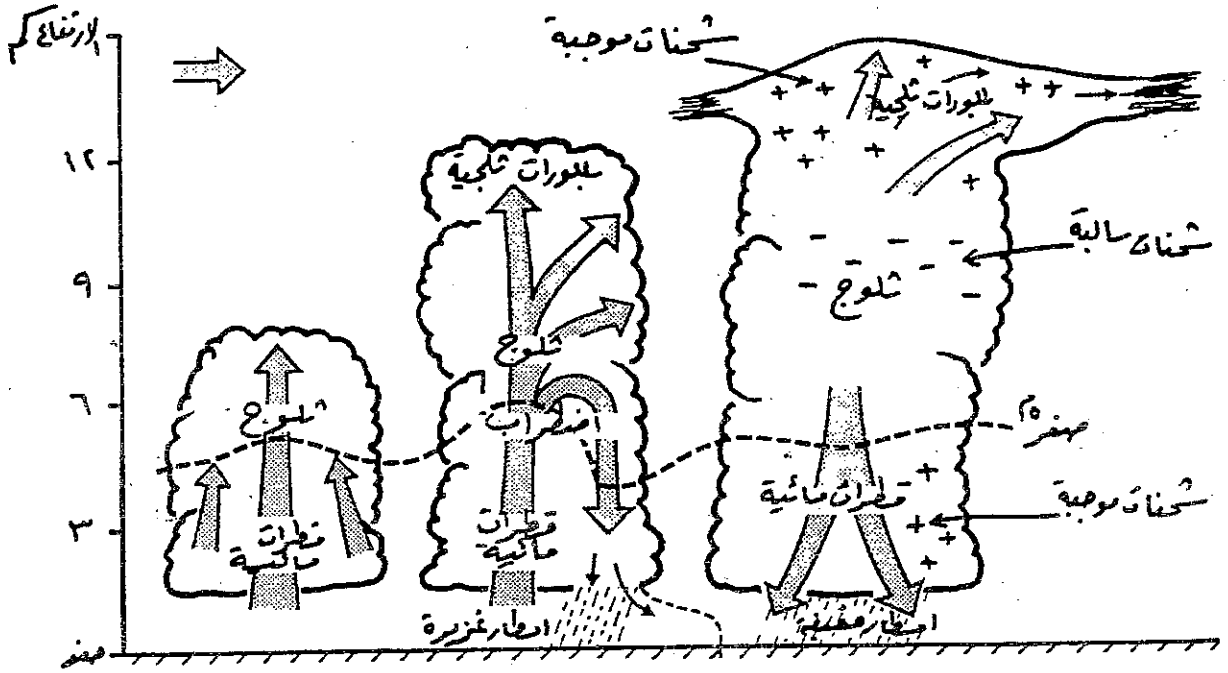
ويحدث خلال اختلاف إتجاه وسرعة حركة قطرات المياه الباردة جداً وبللورات الثلج وكرات الثلج وحبات البرد واحتكاكها ببعضها أن يتشكل شحن كهربائى مختلف داخل السحابة، فالكرات الثقيلة تهبط بسرعة أكبر من البللورات والحبات الثلجية الخفيفة فيتشكل شحن كهربائى سالب يصاحب وجود كرات الثلج أعلى السحابة وأسفلها ويتشكل بينهما شحن كهربائى موجب، وبزيادة عملية الشحن الكهربائى السالب والموجب يحدث تفريغ كهربائى فجائى داخل السحابة لكى تتعادل الالكترونات فى كلتا الشحنتين ينتج عنه صاعقة برق Lightning تشبه الشرارة الكهربائية يبلغ جهدها وقوتها حوالى ١٠٠ مليون ڤولت(١).

ويمكن أن يحدث البرق بسبب اختلاف الشحن الكهربائى بين السحابة ذات القاعدة سالبة الشحنة، وسطح الأرض موجب الشحنة فتحدث صاعقة البرق بين السحابة وسطح الأرض ويشكل هذا النوع من البرق خطراً على الحياة ويشكل حدوثه نحو ٢٠ ٪ من إجمالى عدد مرات البرق التى تحدث على سطح الأرض والتى تبلغ نحو ٢٠٠٠ صاعقة فى السنة.

ترتفع درجة حرارة الهواء جداً بسبب حدوث البرق بجهد قوى وبشكل فجائى وسريع ويعجز الهواء على التمدد بشكل طبيعى فتنضغط جزيئاته فجأة بما يتراوح بين ١٠، ١٠٠ مرة أكثر من ضغطها الطبيعى فينتج عن ذلك حدوث موجات صوتية قوية تشكل صوت الرعد Thunder. ويحدث البرق والرعد فى آن واحد ولكن لأن سرعة الضوء تفوق سرعة الصوت جداً فإن المشاهد يرى البرق أولاً ثم يسمع الرعد ثانياً، كما يمكن رؤية البرق من مسافات بعيدة جداً،

---

(١) Moran, M., & Morgan, D., op. cit., p. 353.



شكل رقم (٥٥) مراحل تكون سحب المزن الركامي وحدوث عواصف البرق والرعد

ولكن لا يمكن أن نسمع الرعد من مسافة تزيد عن ٢٥ كيلو متراً من موضع العاصفة.

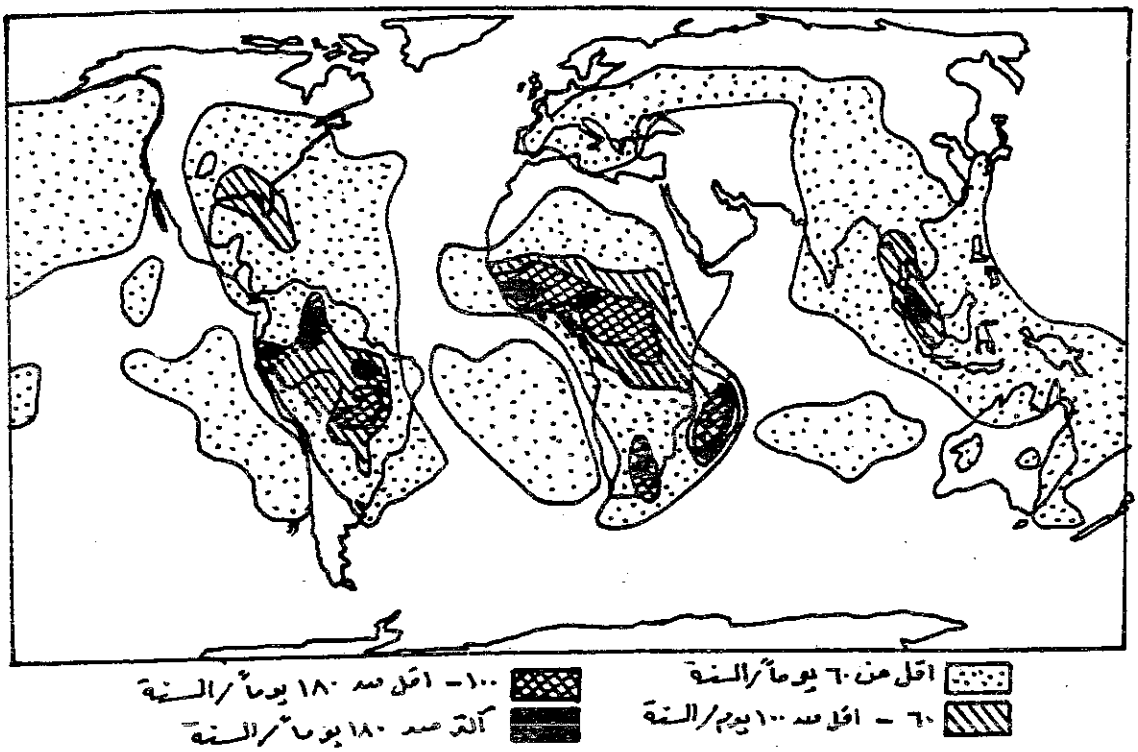
يحدث حوالى ٢٠٠٠ صاعقة برق ورعد على سطح الأرض سنوياً، يتركز معظمها فى النطاقات الاستوائية التى ينشط فيها التيارات الهوائية المتصاعدة وترتفع فيها رطوبة الهواء، وبخاصة فوق اليابس حيث يزداد تسخين الهواء فوقه بالمقارنة بمسطحات البحار والمحيطات التى ينخفض فوقها تسخين الهواء بشكل غير كاف لنشاط التيارات الهوائية الصاعدة على الرغم من توافر الرطوبة فتقل فرص تشكيل السحب الركامية.

ويعد حوض الامازون بأمريكا الجنوبية، ووسط أفريقيا، وحوض الكونغو، وجنوب شرق آسيا وبخاصة جزر أندونسيا من أعظم النطاقات التى يحدث بها عواصف البرق والرعد حيث يزيد عدد الايام التى تحدث فيها إلى أكثر من ١٨٠ يوماً فى السنة – شكل رقم (٥٦).

وينخفض عدد الأيام التى يحدث فيها عواصف البرق والرعد فى العروض المعتدلة وبخاصة مع مسارات الانخفاضات الجوية حيث يتراوح عدد الأيام التى يحدث فيها عواصف البرق والرعد بين ٦٠، ١٠٠ يوم، فى حين يصل عدد أيام حدوث العواصف الرعدية إلى أدنى مستوياته فى العروض العليا الباردة والقطبية التى تبلغ فيها درجة حرارة سطح الأرض أدنى مستوياتها وينعدم وجود التيارات الهوائية الصاعدة، وكذلك فى نطاق الصحارى الجافة وذلك بسبب انخفاض الرطوبة وانعدام مصادرها.

قياس المطر:

تتعدد مقاييس المطر فى محطات الارصاد الجوية، فمنها من يقيسه عن طريق تجميعه وحساب كميته، ومنها ما يقيس كميته وفترة سقوطه وشدته، ومنها اليدوى ومنها الآلى ومنها الالكترونى.

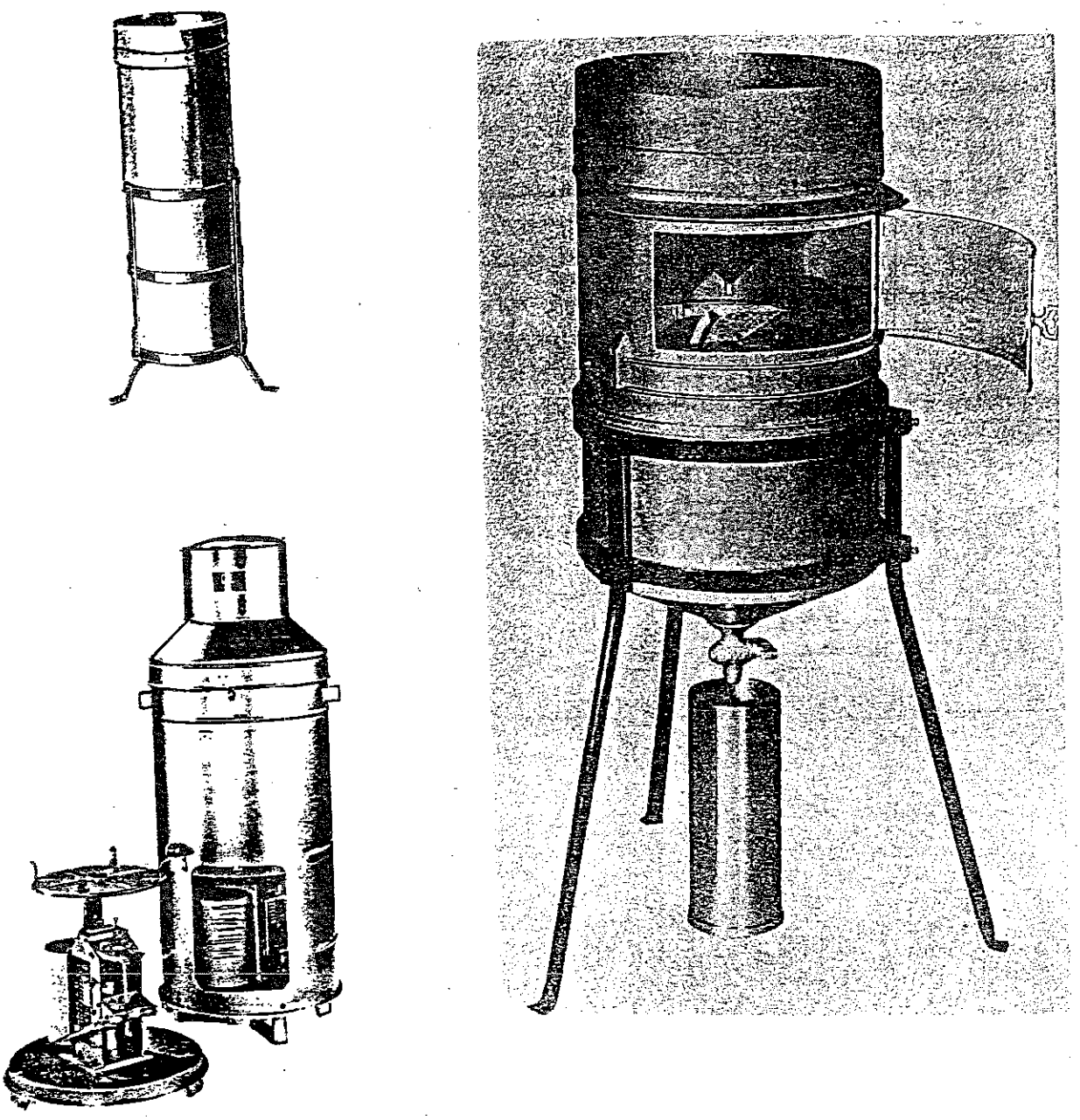


شكل رقم (٥٦) التوزيع الجغرافي لعدد مرات حدوث عواصف البرق والرعد

ويعد مقياس المطر Rain Gauge أبسط الاجهزة المستخدمة، فهويتكون من اسطوانة معدنية طولها ٥٨ سم، وقطرها ٢٠سم مفتوحة من أعلى ويوجد بداخلها مخروط يجمع مياه الأمطار حين تسقط فى انبوب مدرج قطره ٢ سم وبعد فترة سقوط الامطار يقوم الراصد بحساب كمية المياه المتجمعة بقراءة التدريج الذى يوضح ارتفاع مياه المطر. ومن عيوب هذا الجهاز هو عدم تسجيله لخصائص المطر مثل الغزارة Intensity أو فترة سقوط المطر (مدة الهطول) Duration.

ويقاس المطر آلياً بواسطة جهاز وزن مياه المطر Weighting - bucket rain gouge وهو جهاز يعتمد فى تحديد كمية المطر على وزن مياه الامطار المتجمعة فى الانبوب المكشوف ويسجل كميتها بيانياً بواسطة ريشة مثبتة فوق ورقة رسم بيانى خاصة تحيط بساعة على شكل اسطوانة تدور دورة كاملة كل ٢٤ ساعة أو كل أسبوع. وهو بذلك يسجل كمية المطر الساقطة على مدار اليوم الواحد أو أسبوع كامل مما يساعد على تحديد فترة الهطول، وشدة المطر. شكل رقم (٥٧).

ويقاس المطر آلياً ايضاً بواسطة جهاز أكثر دقة من جهاز وزن المياه ويسمى Tipping - bucket rain guage وهو جهاز يتكون من أسطوانة مفتوحة من أعلى يوجد بداخلها قمع يسمح بتجميع مياه المطر فى دلوين صغيرين سعة كل منهما ٢٥ , ملليمتر من المطر، فعندما يمتلئ أحد الدلوين بالمياه يقوم بسكبه آلياً فى وعاء كبير أسفله، ويحل الدلو الآخر محله فعندما يمتلئ بالمياه يقوم بسكبه أيضاً، ويتناوب الدلوين تجميع المياه وسكبها وعودتهما إلى الوضع الأول لتجميع المطر، ويقوم الجهاز بحساب كمية المطر الساقط عن طريق تسجيل عدد مرات سكب المياه من الدلوين على ورقة بيانية مثبتة فوق ساعة على هيئة اسطوانة، أو ترسل مرات التسجيل على هيئة اشارات كهرومغناطيسية إلى جهاز حاسب آلى لتسجيلها وحفظها واستخراجها.



شكل رقم (٥٧) أجهزة قياس المطر

قياس الثلج:

تشمل قياسات الثلج قياس عمق الثلج المتساقط والمتراكم خلال ٢٤ ساعة، وكمية المياه المذابة من هذا الثلج.

وتصلح اجهزة قياس المطر فى قياس الثلج حيث يتم رفع أنبوب تجمع الثلج واذابة ما به من ثلج وتحديد كمية المياه التى تقابله. فى حين يتم قياس عمق الثلج باستخدام مسطرة مدرجة توضع رأسياً فى الثلج المتراكم على سطح الأرض، وغالباً ما تؤخذ ثلاث قراءات فى ثلاثة مواضع مختلفة من سطح الأرض المنبسط ثم يحسب المتوسط الحسابى لعمق الثلج فى تلك المواضع.

التوزيع الجغرافي لإقاليم المطر:

تتباين نطاقات سطح الأرض فى كونها نطاقات ممطرة أو جافة، وفى حالة ما إذا كانت ممطرة فهى تتباين فى موسمية سقوط المطر، ونوعه، مدته، وكميته وشدته. وتؤثر مجموعة من العوامل فى تلك المتغيرات، مثل الموقع بالنسبة للمسطحات المائية، تضاريس سطح الأرض، الاشعاع الشمسى، درجة الحرارة، الضغط الجوى، اتجاه الرياح، وتكون الاعاصير (الانخفاضات الجوية). وهو ما سوف نستعرضه فيما يلى:

١- الموقع بالنسبة للمسطحات المائية:

فالمسطحات المائية من بحار ومحيطات وانهار وبحيرات وغيرها هى مصدر بخار الماء، وتعد النطاقات الساحلية اكثر رطوبة من غيرها من النطاقات الداخلية مما يوفر فرص اكثر لتكاثف بخار الماء وتكون السحب وسقوط المطر للنطاقات الساحلية بالمقارنة بالنطاقات الداخلية.

كما يؤدى مرور التيارات البحرية الدافئة بجوار النطاقات الساحلية إلى زيادة معدلات التبخر وبالتالى كمية بخار الماء المتاح للتكاثف ثم التساقط،

فتتباين كمية المطر وطول مدته بالاتجاه بعيداً عن خط الساحل نحو النطاقات الداخلية.

٢- تضاريس سطح الأرض:

تعد النطاقات الجبلية أغرز مطراً من النطاقات السهلية المجاورة لها، حيث تسقط الامطار التضاريسية على السفوح الجبلية وبخاصة المواجهة لاتجاه الرياح الرطبة، فى حين تكون السفوح الجبلية غير المواجهة للرياح مناطق ظل مطر وصحارى جافة.

٣- الاشعاع الشمسي:

عندما تتعامد الشمس على خط الاستواء ترتفع درجة الحرارة وتتزايد تيارات الهواء الرطب المتصاعد التى تتكاثف فى نطاقات أعلى وأبرد مكونة سحب المزن الركامى الممطرة فتتساقط الامطار الغزيرة شمال وجنوب خط الاستواء بنحو ٥ درجات عرضية خلال الفترة بين مارس – يونيو، سبتمبر – ديسمبر، فى حين أنه عندما تتعامد الشمس على مدار السرطان فى فصل الصيف يتزحزح نطاق الامطار التصاعدية الغزيرة شمالاً بين درجتى عرض ٥، ١٠ درجة شمالاً، وحين تتعامد الشمس على مدار الجدى فى فصل الشتاء يتزحزح نطاق الامطار التصاعدية الغزيرة جنوباً بين درجتى عرض ٥، ١٠ درجة جنوباً. فتتباين غزارة المطر موسمياً، ومكانياً.

٤- درجة الحرارة:

يؤدى ارتفاع درجة حرارة سطح الأرض إلى زيادة نشاط التيارات الهوائية الصاعدة وتكاثفها وسقوط المطر، كما يؤدى ارتفاع درجة حرارة سطح الأرض إلى زيادة معدلات التبخر من المسطحات المائية وتوافر فرص التكاثف وتكون السحب وسقوط الامطار.

٥- الضغط الجوي:

حين ينخفض الضغط الجوى يتخلخل الهواء ويقل وزنه ويتصاعد إلى أعلى

مما يؤدى إلى تكاثف بخار الماء وتكون السحب وسقوط المطر . ولهذا فإن نطاقات الضغط المنخفض أكثر رطوبة من نطاقات الضغط المرتفع التى تنخفض رطوبتها وفرص التكاثف وسقوط المطر منها فيرتبط بها توزيع الصحارى الكبرى فى العالم، وفى العروض العليا والقطبية يكون الهواء جافاً بسبب ارتفاع الضغط الجوى وانخفاض معدلات التبخر إلى أدنى مستوياتها.

٦- اتجاه الرياح:

يؤثر إتجاه الرياح فى توزيع الامطار، فالنطاقات الشرقية فى نطاقات هبوب الرياح العكسية الغربية تعد أجف من النطاقات الغربية، والنطاقات الغربية فى نطاقات هبوب الرياح التجارية الشرقية تعد أجف من النطاقات الشرقية وتتركز فى النطاقات الجافة أكبر صحارى العالم. وفى حالة هبوب الرياح من جهة البحار والمحيطات نحو اليابس تكون رطبة محملة ببخار الماء وتسقط أمطارها على النطاقات الساحلية.

٧- الأعاصير (الانخفاضات الجوية):

يصحب مرور الأعاصير سقوط المطر بسبب اختلاط الهواء الدافئ بالهواء البارد وتكاثفه عليه، وتكون سحب المزن الركامى، وتتكون الانخفاضات الجوية فى العروض المعتدلة التى يتقابل فيها الرياح العكسية الجنوبية الغربية (الادفأ نسبياً) مع الرياح القطبية الشمالية الشرقية (الأبرد نسبياً) فى نصف الكرة الشمالى، وفى عروض تقابل الرياح العكسية الشمالية الغربية (الأدفأ نسبياً) مع الرياح القطبية الجنوبية الشرقية (الأبرد نسبياً) فى نصف الكرة الجنوبى.

كما تحدث الاعاصير المدارية فى النطاق المدارى المحصور بين درجتى عرض ١٠، ٢٠° شمالاً وجنوباً ويصاحب مرورها تساقط الامطار الغزيرة.

أقاليم المطر:

تتباين كمية المطر الساقطة على العروض المختلفة، فهى تزيد إلى أكثر من

٢٠٠٠مم/ سنة فى الأقاليم الاستوائية، وتصل إلى حوالى ١٠٠٠ مم / سنة فى العروض المعتدلة، وتنخفض إلى أقل من ٢٥٠ مم / سنة فى الأقاليم القطبية والصحراوية وأقاليم ظل المطر(١). شكل رقم (٥٨).

وتتباين نطاقات سطح الأرض من حيث نوع المطر المتساقط عليها، فمعظم الامطار الساقطة بين المدارين هى من نوع الامطار التصاعدية، فى حين تكون معظم الامطار الساقطة فى العروض المعتدلة من النوع الاعصارى، ويسود النطاقات الجبلية الامطار التضاريسية.

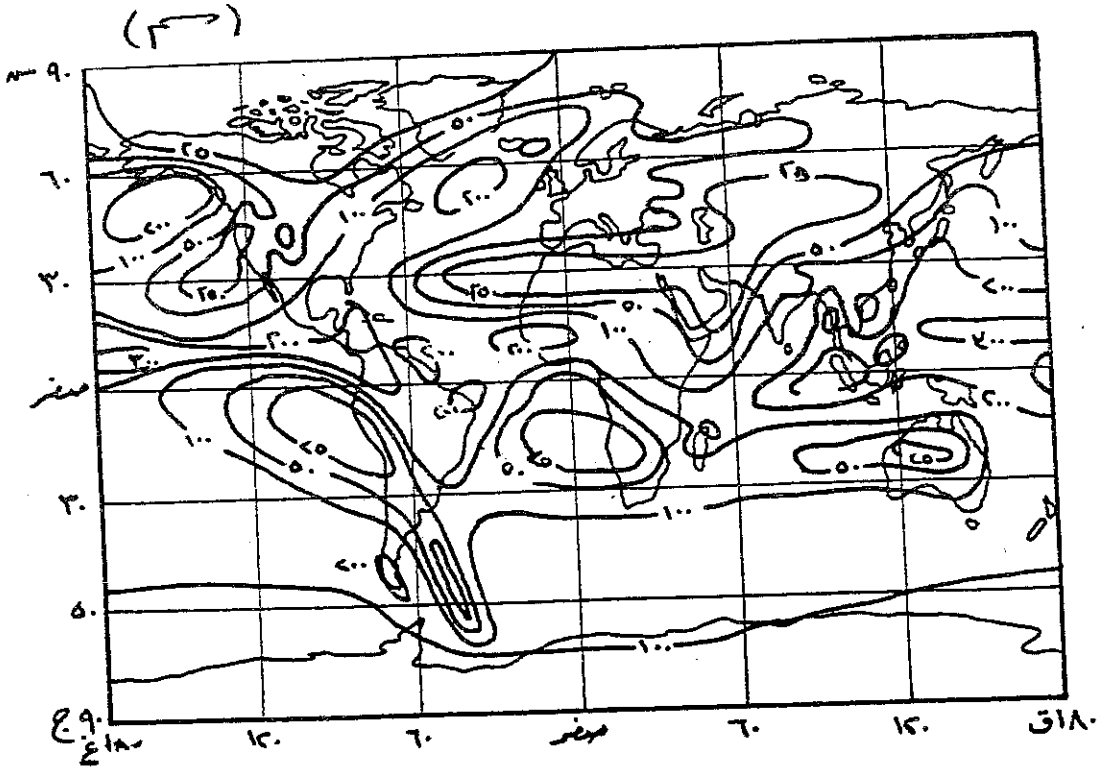
وتتباين نطاقات سطح الأرض أيضاً من حيث فصيلة المطر، فبعضها يتفق فيها فصل سقوط المطر مع الفصل البارد والآخر يرتبط سقوط المطر فيه مع الفصل الحار. وبالتالى تتباين قيمتها الفعلية فتكون فى الحالة الثانية أقل منها بالمقارنة بالحالة الأولى بسبب تعرض كمية كبيرة من المطر المصاحب لارتفاع درجة الحرارة فى الفصل الحار الى التبخر قبل أن يصل إلى سطح الأرض أو بعد وصوله إليه. وبالنظر إلى نوع الامطار وفصيلتها والعوامل المؤثرة فيها يمكن تقسيم سطح الأرض إلى مجموعة من أنظمة المطر يتصف كل منها بخصائص مطرية تميزه عن الانظمة الاخرى وهو ما سوف نوضحه فى العرض التالى:

النظام الاستوائي:

يظهر فى الأقاليم الاستوائية التى تقع بين دائرتى عرض ٥ درجة شمالاً وجنوباً، فى حوض الامازون بامريكا الجنوبية، وحوض الكونغو بأفريقيا وجزر أندونيسيا وماليزيا وشبه جزيرة الملايو بآسيا.

والمطر هنا نوعه تصاعدى حيث تنشط التيارات الهوائية الصاعدة الناتجة بفعل تسخين سطح الأرض المرتبط بتعامد الشمس على هذا النطاق وبخاصة فى الاعتداليين حيث تبلغ فيهما قمة المطر. وتزيد كمية المطر بعد وقت الزوال

(١) Sellers, A., Robinson, p., op. cit., p. 139.



شكل رقم (٥٨) التوزيع الجغرافي لكمية الامطار الساقطة علي سطح الارض

بحوالى ساعتين حيث تصل عملية تسخين الهواء إلى أعلى مستوى لها ويزداد نشاط التيارات الصاعدة، وتتشكل سحب المزن الركامى مما يؤدى إلى سقوط المطر وحدوث عواصف البرق والرعد. فى حين تتحسن أحوال الطقس فى المساء وحتى الصباح الباكر ثم يتكرر فى اليوم التالى طقس اليوم السابق. وتتراوح كمية الامطار الساقطة بين ١٥٠٠، ٢٠٠٠مم / سنة. ويزداد تساقط المطر حين يتوافق مع دورة الرياح الموسمية فى نطاق جنوب وجنوب شرق آسيا فينتج مطر سنوى تزيد كميته عن ٢٠٠٠ مم / سنة. كما تتباين كمية المطر تبعاً للمتغيرات المكانية مثل التضاريس والقرب والبعد عن المسطحات المائية.

النظام شبه الاستوائي:

يظهر فى الأقاليم الواقعة بين دائرتى عرض ٥°، ٨° شمالاً وجنوباً، وينخفض موسم سقوط الامطار ليصبح حوالى تسعة أشهر فى السنة حيث يظهر فصل جاف خلال فصل الشتاء الذى تنخفض فيه درجة حرارة سطح الأرض بالمقارنة مع باقى شهور السنة فينخفض نشاط التيارات الهوائية الصاعدة ويقل ظهور السحب الركامية الممطرة خلاله. فى حين تنشط التيارات الهوائية الصاعدة وتتشكل الامطار التصاعدية باقى شهور السنة. وتتراوح كمية الأمطار الساقطة بين ١٠٠٠، ١٥٠٠مم / سنة.

النظام السوداني:

يظهر فى الأقاليم الواقعة بين دائرتى عرض ٨°، ١٨°شمالاً وجنوباً، وينخفض موسم سقوط الامطار هنا ليصبح حوالى ستة أشهر فى السنة حيث تسقط الامطار خلال شهور فصل الصيف فقط (فصل الحرارة العالية). حيث تسمح الحرارة العالية بزيادة نشاط التيارات الهوائية الصاعدة وسقوط الامطار من النوع التصاعدى وتتراوح كميتها بين ٥٠٠، ١٠٠٠ مم / سنة.

النظام الموسمي:

ويظهر فى النطاقات الشرقية والجنوبية الشرقية من العروض شبه الاستوائية

بالقارات فى جنوب شرق آسيا وجنوب شرق البرازيل وأوراجواى بأمريكا الجنوبية، وسواحل خليج المكسيك بامريكا الشمالية، والسواحل الشرقية والغربية بافريقيا، وشمال استراليا بالأوقيانوسية.

وينتج هذا النظام بسبب هبوب الرياح الموسمية فى فصل الصيف من المسطحات المائية الاستوائية والمدارية التى يتمركز عليها نطاقات من الضغط المرتفع نحو اليابس الذى يتمركز عليه نطاقات من الضغط المنخفض – سبق توضيح ذلك فى الفصل الخامس – وتكون تلك الرياح محملة بكميات هائلة من بخار الماء وحين تصل إلى اليابس يزيد معدلات تسخينها فتتحول الى تيارات حمل صاعدة ويتكثف ما بها من بخار الماء عند مستوى التكاثف وتتكون السحب الركامية الممطرة وتتحول إلى المزن الركامى وتسقط امطار غزيرة جداً مصحوبة بالعواصف الرعدية وتزداد غزارتها حين تعترضها المرتفعات الجبلية كما هو الحال بالنسبة لسلاسل جبال الهيمالايا فى آسيا، وهضبة الحبشة فى افريقيا، ثم تنخفض كمية الامطار تدريجياً بالاتجاه صوب الداخل بعيداً عن المسطحات المائية حتى تفقد ما بها من بخار ماء وتصبح جافة.

وتتراوح كمية الأمطار الساقطة فى النظام الموسمى بين ١٥٠٠، ٢٥٠٠مم/ سنة، وهى تتصف بالتذبذب من عام لآخر بسبب تداخل أنظمة المطر التصاعدى والتضاريسى وأحياناً الإعصارى وتسبب غزارتها فيضانات عارمة فى أودية الانهار وبخاصة فى الصين، وبنجلاديش وتؤدى إلى الحاق الضرر بحرفتى الزراعة والرعى وكذلك بالنطاقات العمرانية.

نظام غرب القارات (البحر المتوسط):

ويظهر هذا النظام فى غرب القارات بين دائرتى عرض ٣٠°، ٤٠°شمالاً وجنوباً، ويشمل نطاقات حوض البحر المتوسط الواقعة فى غرب آسيا، وجنوب غرب أوروبا، وشمال غرب افريقيا، وشبه جزير كاليفورنيا بأمريكا الشمالية، ووسط شيلى بأمريكا الجنوبية، وجنوب غرب استراليا بالأوقيانوسية. ونوع المطر

هنا إعصارى يتوافق مع مسار الانخفاضات الجوية، ويسقط المطر فى فصل الشتاء، أما فصل الصيف فيكون جافاً بسبب تأثر تلك النطاقات بهبوب الرياح التجارية الجافة. وتتراوح كمية المطر فى هذا النظام بين ٥٠٠، ٧٥٠ مم/ سنة.

نظام الصحاري الحارة:

ويظهر فى غرب القارات بين دائرتى عرض ١٨°، ٣٠°شمالاً وجنوباً، ويشمل نطاقات الصحراء الكبرى وصحراء كلهارى فى افريقيا، صحراء شبه الجزيرة العربية فى آسيا، وصحراء اريزونا والمكسيك فى أمريكا الشمالية، وصحراء شيلى وأتكاما فى امريكا الجنوبية، وصحراء غرب استراليا فى الاوقيانوسية. ومن الملاحظ ان تلك النطاقات يقع معظمها بين نظامى المطر السودانى الممطر صيفاً وغرب القارات (البحر المتوسط) الممطر شتاءً.

وتنخفض كمية الأمطار هنا إلى درجة أنها تنعدم أحياناً طول السنة وذلك بسبب جفاف الرياح التى تهب عليها وهى اما أن تكون الرياح التجارية الهابة من نطاقات اليابس، أو تصل إليها رياح هى فى الأصل ممطرة ولكن عند وصولها إلى حدود تلك الصحارى تكون قد فقدت ما بها من بخار الماء. وفى حالة سقوط الامطار بتلك النطاقات فإن كميتها تقل عن ١٠٠ مم / سنة.

نظام شرق القارات (الصيني):

ويظهر فى شرق القارات بين دائرتى عرض ٣٠°، ٤٠°شمالاً وجنوباً، وهى العروض نفسها التى يقع فيها نظام غرب القارات (البحر المتوسط). ويشمل جنوب ووسط الصين. جنوب شرق امريكا الشمالية.

ويجمع هذا النظام بين نظام المطر الموسمى الذى يؤثر فيه فى فصل الصيف، والامطار الاعصارية التى تؤثر فيه فى فصل الشتاء، ولذلك تكون أمطاره طول العام وتتراوح كمية الأمطار الساقطة هنا بين ٥٠٠، ١٠٠٠مم / سنة.

نظام غرب أوروبا:

ويظهر فى غرب القارات إلى الشمال من نظام غرب القارات (البحر المتوسط) فى نصف الكرة الشمالى والى الجنوب منه فى نصف الكرة الجنوبى، ويشمل غرب أوروبا، والساحل الغربى للأمريكتين، والجزيرة الجنوبية من نيوزيلنده فى الأوقيانوسية.

ومطر هذا النظام من النوع الاعصارى وهو يسقط طول العام، وتؤثر تضاريس سطح الأرض فى مساحة هذا النطاق وتداخل انظمة المطر فيه، ففى غرب أوروبا يمتد سقوط المطر نحو الشرق بمسافات اكبر بالمقارنة بأمريكا الشمالية، كما يتحول نظام المطر من الاعصارى الى التضاريسى عندما تعبر الرياح المرتفعات الجبلية المتمثلة بجبال الروكى فى امريكا الشمالية، وجبال الألب فى أوروبا.

النظام القاري في العروض المعتدلة:

ويظهر فى داخل القارات فى نطاق هبوب الرياح العكسية الغربية ويشمل وسط وشرق أوروبا، ووسط امريكا الشمالية، ووسط استراليا واقليم الفلد فى جنوب افريقيا.

وتسقط الأمطار هنا فى فصل الصيف بسبب نشاط التيارات الهوائية الصاعدة الناتج بفعل تسخين سطح الأرض نسبياً وانخفاض الضغط الجوى فوق القارات. وتتراوح كمية امطاره بين ٢٥٠، ٥٠٠ مم / سنة.

نظام الصحاري المعتدلة والباردة:

ويظهر فى المناطق الداخلية من قارة آسيا شرق بحر قزوين، ويتأثر بهبوب الرياح العكسية الغربية ولكنها تكون قد فقدت كميات كبيرة من امطارها قبل الوصول إليه، ولذلك يسقط عليها كميات ضئيلة من مياه الامطار تقل عن ٢٥٠مم/ سنة.

نظام الصحاري الجليدية:

ويظهر فى أقصى شمال القارات فى النصف الشمالى من الكرة الأرضية، حيث تشتد البرودة فى النطاقات القطبية وتنخفض الرطوبة ويرتفع الضغط الجوى ويندر سقوط المطر، وتقل كميته عن ٢٥٠ مم / سنة.

الأمطار الحمضية Acid Rains[1]:

يؤدى إنبعاث الغازات الناتجة بفعل استهلاك الوقود الاحفورى (الفحم، البترول، الغاز الطبيعى) فى الصناعة ومحركات انتاج الطاقة الكهربائية، ومحركات المركبات بأنواعها المختلفة. والاستخدامات المنزلية إلى اختلاطها بمياه المطر أثناء سقوطه وتفاعلها معه وتحول مياه الامطار إلى محاليل حمضية، ويزداد تركز تلك المحاليل الحمضية كلما زاد تلوث الهواء بالغازات الكيميائية.

ويعد كل من غاز ثانى اكسيد الكبريت SO_2، اكاسيد النيتروجين NO_2، NO وثانى اكسيد الكربون CO_2 من أهم تلك الغازات المسببة للأمطار الحمضية حيث تتحول مياه المطر إلى حمض الكبريتيك H_2So_4، وحمض النيتريك H_2No_3، وحمض الكربونيك $H_2\ Co_3$.

وتعانى الدول الصناعية الكبرى والمناطق المجاورة لها (مثل دول غرب وشمال غرب أوروبا، الولايات المتحدة الامريكية، كندا) من التغير فى نوعية أمطارها وأصبحت يغلب عليها الصفة الحمضية.

وللأمطار الحمضية آثار ضارة كبيرة على البيئة الحيوية – وبخاصة النباتية والاحياء المائية فى البحيرات. فعلى سبيل المثال بلغ عدد البحيرات التى تحولت مياهها إلى مياه حمضية بسبب سقوط الأمطار الحمضية وتجمعها بداخلها ٥٠٠٠ بحيرة فى النرويج منها ١٧٥٠ بحيرة فقدت الحياة السمكية، ٢٠٠٠٠ بحيرة فى السويد (من أصل ٩٠٠٠٠ بحيرة) ما يشكل نحو ٢٠ ٪ من

(١) سوف يتم دراسة هذا الموضوع بالتفصيل فى الفصل الرابع عشر.

بحيرات السويد، ونحو ٩٠٠٠٠ كيلو متر طولى من الانهار أصبحت مياهها حمضية، ٢٥ بحيرة فى اسكتدلندا، ٣٠٠ بحيرة فى ولاية انتاريو بكندا، كما أصاب الضرر مساحة تبلغ ٧٠ ألف كيلو متر مربع من الغابات فى ١٥ دولة أوروبية(١). ونحو ٣٠٠٠ بحيرة، ونحو ٢٣٠٠ مجرى مائى فى شرقى الولايات المتحدة الامريكية تعانى من اضرار المطر الحمضى(٢).

الأمطار الإشعاعية Rain - out:

يقصد بها الأمطار الملوثة بالاشعاعات الناتجة عن التفجيرات النووية، فإذا تقابلت كتلة الهواء الرطب المحمل بالسحب مع سحب الاشعاع الناتج بعد الانفجار النووى تختلط قطرات المطر أثناء سقوطها مع الجسيمات المشعة مسببة أمطاراً إشعاعية حيث تترسب المواد المشعة على سطح الأرض وما يحتويه من صور متعددة.

الخلاصة:

١- التساقط هو أحد مراحل الدورة المائية، وتعد سحب المزن الطبقى، وسحب المزن الركامى أهم مصادره، وتحدد درجة الحرارة طبيعته من ماء أو ثلج، وتحدد نوع السحب شدته.

٣- يحدث التساقط نتيجة سقوط محتوى السحب من ماء أو ثلج إلى سطح الأرض بعد أن تكون قد وصلت إلى الحجم الذى يجعلها قادرة على ذلك من خلال مرورها بعمليتى التعارض - الاندماج، وعملية برجرون.

٤- تتعدد أشكال التساقط فهو على شكل قطرات مائية عندما يكون على هيئة مطر، رذاذ، ويكون على شكل بللورات ثلجية عندما يسقط على هيئة ثلج، برد.

٥- يرتبط بحدوث التساقط ظاهرات بصرية عادة نشاهدها فى السماء ناتجة

---

(١) Park, c., Trans-Frontier Air Pollution: sone Geographical Issues, Geography, vol. 76, No. 1, 1991, pp. 21 - 35.

بفعل انعكاس الضوء، أو إنكسار الضوء، أو كلاهما معاً، مثل الهالات الضوئية، الكورونا، الجلوريا، وقوس قزح.

٦- ينقسم التساقط إلى ثلاثة أنواع رئيسية تبعاً لأسباب حدوثه وسقوطه وهى: التساقط التصاعدى،، التساقط التضاريسى، التساقط الاعصارى.

٧- تصاحب عواصف البرق والرعد حدوث التساقط من سحب المزن الركامى بسبب حدوث تفريغ كهربائى مفاجىء ناتج عن اختلاف الشحن الكهربائى داخل السحابة، أو بسبب اختلاف الشحن الكهربائى بين السحابة وسطح الأرض.

٨- يتباين التوزيع الجغرافى لأقاليم المطر تبعاً لتباين كل من الموقع بالنسبة للمسطحات المائية، تضاريس سطح الأرض، الاشعاع الشمسى، درجة الحرارة، الضغط الجوى، اتجاه الرياح، حركة الأعاصير. ويمكن تقسيم سطح الأرض إلى مجموعة من أنظمة المطر تبعاً لأثر تلك العوامل على نوع المطر وفصيلته.

٩- يتحول التساقط إلى تساقط حمضى فى حالة اتحاد جزيئات المياه أو بللورات الثلج داخل السحب أو الساقطة منها مع غازات الغلاف الجوى وبخاصة ثانى أكسيد الكبريت وأكاسيد النيتروجين، كما يمكن أن يتحول إلى تساقط إشعاعى فى حالة اختلاط قطرا ت المياه أو بللورات الثلج مع الجسيمات المشعة فى حالة وجودها بالجو.

المحاضرة الثانية

الفصل الثاني

الإشعاع الشمسى

مقدمة :

- تعريف الاشعاع الشمسي
- أنواع الاشعاع الشمسي
- الاشعاع الشمسي والغلاف الجوي
- الاشعاع الشمسي وسطح الأرض
- العوامل المؤثرة في الاشعاع الشمسي الواصل إلي سطح الأرض

مقدمة:

تعد الطاقة الشمسية الأساس الذى تقوم عليه جميع أشكال الحياة على كوكب الأرض، ويقود دورات كل من الغلاف الجوى، والغلاف المائى واليابس، فجميع العمليات المناخية المؤثرة فى سطح الأرض هى محصلة الانتقالات فى الطاقة الشمسية من الشمس نحو الأرض على مدار السنة، والمرتدة من الأرض نحو الغلاف الجوى، فعندما تتدفق الطاقة من الشمس نحو الأرض خلال الغلاف الجوى فإن الغازات المكونة له، والغلاف المائى، واليابس تعكس وتشتت (طاقة مفقودة) وتمتص (طاقة مكتسبة) تلك الطاقة فى نظام شديد التعقيد، فتعود الطاقة المنعكسة نحو الفضاء فى حين يؤدى الجزء الممتص منها إلى تسخين كل من اليابس والماء والهواء فيتدفق بخار الماء وتذوب الثلوج ويتحرك الهواء وتتشكل العناصر المناخية تباعاً (حرارة، ضغط جوى، رياح، تبخر، تكاثف، تساقط ... وغيرها).

وتتباين مكانياً وزمانياً كمية الطاقة الشمسية المكتسبة بالامتصاص أو المفقودة بالانعكاس والتشتت تبعاً لموضع الأرض بالنسبة للشمس أثناء دورة الأرض السنوية حول الشمس، وكذلك تبعاً لطبيعة الغازات والسوائل والمواد الصلبة الموجودة فى الغلاف الجوى والغلاف المائى واليابس وتباينها من مكان الى آخر ومن وقت إلى آخر، فيتباين مكانياً وزمنياً درجة الحرارة، وتوزيعات الضغط الجوى وسرعة واتجاه الرياح، ومقدار ما يحتويه الهواء من بخار الماء، وما يفقده منه على شكل تساقط المطر والثلوج، ولولا هذا التباين فى الطاقة المكتسبة والمفقودة لصار مناخ الأرض متشابهاً فى كل مكان وزمان.

فعلى سبيل المثال تكتسب المناطق الاستوائية طاقة أكبر بكثير من التى تفقدها، وتفقد المناطق القطبية طاقة أكبر بكثير من التى تكتسبها، وهذا يؤدى إلى تباين الحركة الأفقية للهواء والماء على سطح الكرة الأرضية، ويشارك أيضاً فى إنتقالات الطاقة أفقياً على سطح الأرض فيتحرك كل من الهواء (على هيئة رياح دائمة) والماء (على هيئة تيارات مائية) من مناطق الطاقة الزائدة ويحملها إلى أقاليم ينقصها الطاقة فى نظام حركى دقيق مستمر سوف تتضح خصائصه لاحقاً عند دراسة كل من الدورة الهوائية والدورة المائية على سطح الكرة الأرضية.

تعريف الاشعاع الشمسي :

تعد الشمس أقرب النجوم إلى الأرض، وهى نجم غازى متوهج يتكون من الهيدرجين (حوالى ٨٠٪ من كتلتها) والهيليوم، وتصل حرارة سطح الشمس نحو ٦٠٠٠°م، هذا التوهج الحرارى الهائل ينتج تحت تأثير الضغط الهائل والحرارة العالية عند اندماج أربع ذرات هيدروچين لتنتج ذرة واحدة من الهيليوم وهو ما يسمى عملية اندماج النوى الذرية Nuclear fusion Process(١)، فتتولد كمية كبيرة وسريعة من الحرارة تجد طريقها لسطح الشمس مما يجعل سطح الشمس photosphere يبعث شكل من الطاقة يعرف بالاشعاع الكهرومغناطيسى The Electromagnetic Radiation، هذا الشكل من التحول فى الطاقة يعرف بأنه حزمة من الاشعاع الطيفى Spectram تنتقل مجتمعة على هيئة موجات فى اتجاهات مستقيمة بسرعة ثابتة تبلغ نحو ٣٠٠ ألف كيلو متر/ ثانية وهو ما يعرف بسرعة الضوء، وتحتاج إلى حوالى ثمان دقائق وثلث دقيقة لتقطع المسافة بين الشمس والأرض (حوالى ١٤٩,٤٥ مليون كم فى المتوسط)، وخلال تلك المسافة يفقد من الاشعاع الشمسى بالانعكاس والتشتت والامتصاص كمية هائلة يصل منها الى سطح الأرض ما يناسب أشكال الحياه عليها وهو ما يعادل نحو نصف جزء فى البليون من كمية الطاقة المنبعثة من الشمس.

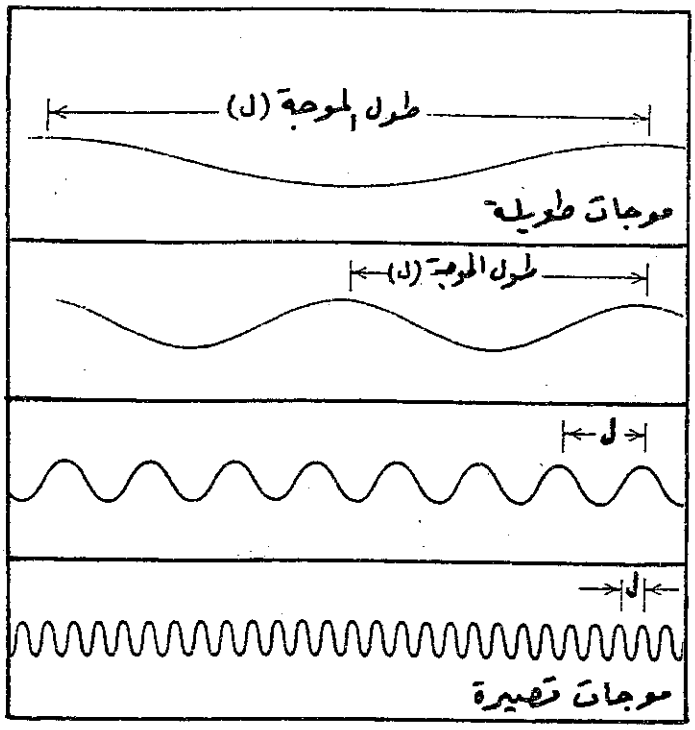
أنواع الاشعاع الشمسي :

ينقسم الاشعاع الطيفى الكهرومغناطيسى الآتى من الشمس الى ثلاثة أنواع رئيسية حسب المدى الطيفى الذى تحدده طول موجة كل نوع، والمقصود بطول الموجة هو المسافة بين قمتى موجتين متتاليتين من موجات الأشعة – شكل رقم (٢) – فالموجات الطويلة لها مسافات تفصل بين قمم موجاتها أكبر من نظيرتها التى تفصل بين قمم الموجات المتوسطة أو الموجات القصيرة. وتعرف وحدة قياس

---

(١) هى الفكرة التى استخدمها علماء الطاقة النووية فى انتاج القنبلة الهيدروچينية Fusion Bomb.

طول الموجة بالميكرومتر (um) وهو يعادل $\frac{1}{10000}$ من السنتيمتر (٠,٠٠٠١ سم، ٠,٠٠٠٠٠١ م).



شكل رقم (٢)

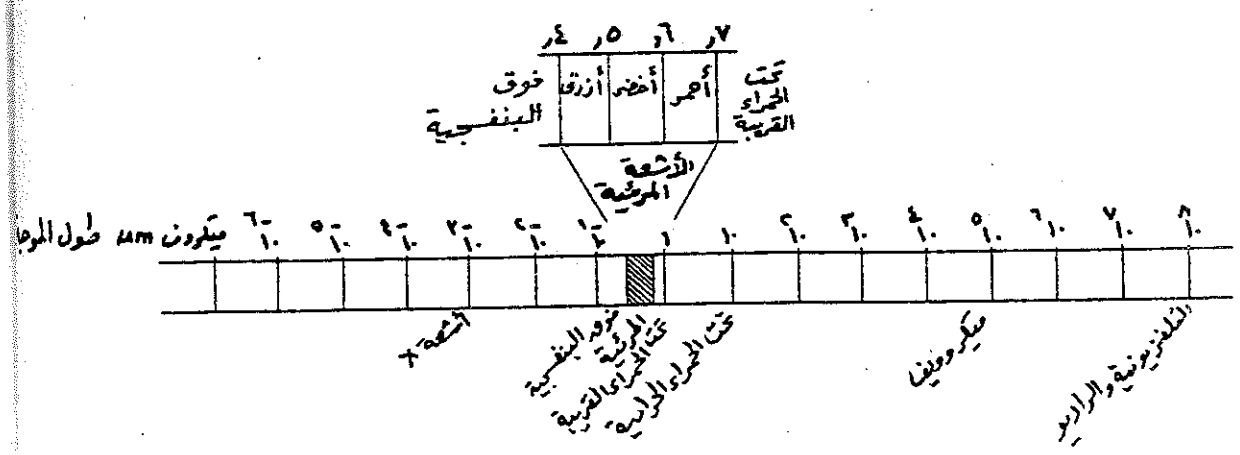
أنواع الموجات الاشعاعية تبعاً لطول المسافة بين قمتين متتاليتين

ويمكن للاشعاع الكهرومغناطيسى أن ينعكس وينكسر وينحرف ويمتص عند مروره فى وسائط مختلفة، وذلك حسب خواص مادة كل وسط، فعلى سبيل المثال يستقبل سطح البحر الاشعاع الشمسى فينعكس جزء منه ثم يخترق الاشعاع الماء فينكسر بداخله، ويمتص ليرفع من درجة حرارة مياهه وبخاصة الطبقة السطحية.

ويوضح الشكل رقم (٣) أنواع الاشعاع الكهرومغناطيسى الآتى من الشمس والمدى الموجى لكل نوع وهو ما يمكن تتبعه كالآتى :

أولاً: الأشعة فوق البنفسجية Ultraviolet Radiotion (UV)، **أشعة إكس** X Rays . **وأشعة جاما** Gamma Rays :

ويتراوح طول موجاتها بين ٢ , ميكرومتر، ٣٦ , ميكرومتر، وتمثل كميتها نحو ٩ ٪ من إجمالى الاشعاع الشمسى، وهذه الأشعة يمكن انتاجها صناعياً، فهى ذات فائدة واستخدامات طبية، فالاشعة فوق البنفسجية لها فعالية فى إبادة الجراثيم، وتعد أشعة إكس احدى الأدوات المستخدمة فى تشخيص الأمراض، كما تستخدم أشعة إكس وأشعة جاما فى علاج السرطان، وعلى النقيض من ذلك يمكن أن تمثل تلك الأشعة خطراً مباشراً على الإنسان فى حالة تعرضه لنسب عالية منها فالاشعة فوق البنفسجية يمكن أن تسبب العمى وسرطان الجلد، وأشعة إكس وجاما يمكن أن تسبب العقم والسرطان وتحولات وراثية وأضرار لجنين الأم، ومن نعم الخالق سبحانه وتعالى أن جعل نحو ٩٧ ٪ من الاشعة فوق البنفسجية تتبدد داخل الغلاف الجوى قبل وصولها الى سطح الارض، حيث تستقبل الارض باقى النسبة (٣ ٪) وهو ما يناسب حياة الكائنات الحية عليها، كما تتبدد أشعة إكس وجاما كاملة، فلولا الغلاف الجوى لخربت الحياة على سطح الأرض وتلاشت بسرعة.



شكل رقم (٣)
أنواع الاشعاع الكهرومغناطيسى والمدى الموجي لكل منها

ثانياً: الأشعة المرئية (الضوئية) Visible Light :

ويتراوح طول موجاتها بين ٣٦, ميكرومتر، ٧, ميكرومتر، وهذا المدى الطيفى تستجيب له عين الانسان، ويمكن فصل الأشعة الضوئية عند مرورها فى منشور زجاجى الى سبعة ألوان (ألوان الطيف) هى الأحمر، البرتقالى، الأصفر، الأخضر، الأزرق، النيلى، البنفسجى، وإحساس عين الانسان بهذه الألوان يعتمد على طول موجة كل منها ،اللون الأحمر له أكبر طول موجة (يتراوح بين ٦٥, ، ٧, ميكرومتر) واللون البنفسجى له أقل طول موجة (يتراوح بين ٤, ، ٤٤, ميكرومتر).

وتمثل الأشعة الضوئية نحو ٤٥٪ من اجمالى الاشعاع الشمسى وهى لازمة لحياة الكائنات الحية، ولازمة لعملية التمثيل الكلورفيلى لبناء أجسام النبات، كما يتوافق مع دورتها السنوية موعد الازهار وتفتح البراعم وسقوط أوراق النبات، وبالنسبة للحيوان فهى تؤثر فى البناء الانتاجى له، والبيات (السبات) الشتوى Hibernation والهجرة السنوية Annual Migration .

ثالثاً: الأشعة الحرارية (تحت الحمراء) InFrared Radiation (IR) :

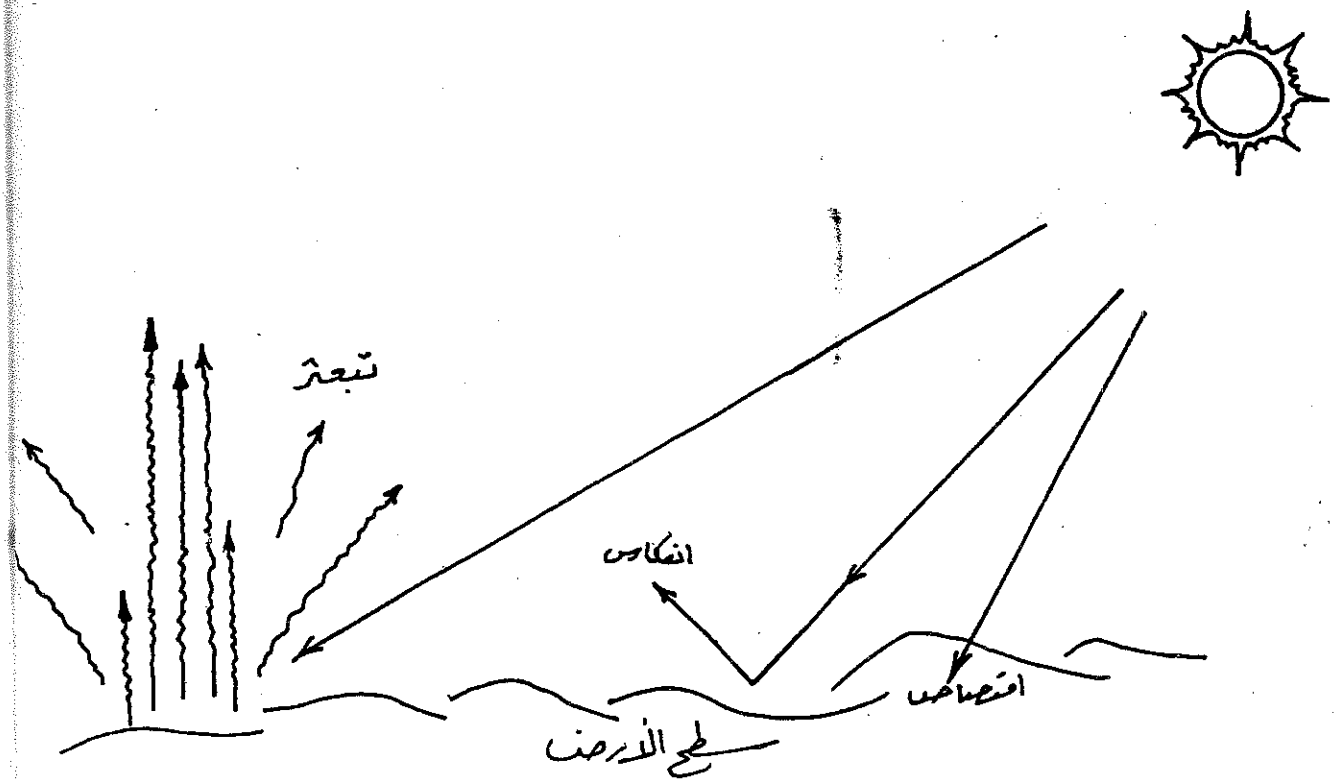
وتزيد طول موجاتها عن ٧, ميكرومتر، وهى أشعة غير مرئية تشكل نحو ٤٦٪ من إجمالى الاشعاع الشمسى، وهى المسئولة عن تسخين سطح الأرض والهواء الملامس له.

الإشعاع الشمسي والغلاف الجوي :

تنطلق الأشعة الشمسية نحو الأرض وتخترق الغلاف الجوى فتتداخل مع الغازات المكونة له والمواد العالقة، ويكون من محصلة ذلك أن يتعرض الإشعاع للإنعكاس Reflection، أو التشتت والتبعثر Scttering، أو الامتصاص Absorption– شكل رقم (٤) – وفى النهاية يصل الجزء المتبقى منه إلى سطح الأرض.

ويعنى انعكاس الأشعة ارتدادها مرة أخرى فى الاتجاه العكسى بحيث تكون زاوية سقوط الأشعة مساوية لزاوية ارتدادها، وتسمى النسبة بين مقدار الأشعة المنعكسة من مكونات الغلاف الجوى أو أى سطح ما وإجمالى الأشعة الواصلة إليه بتعبير **الألبيدو** ALbedo ويعبر عنها الصيغة التالية :

$$\text{نسبة الألبيدو} = \frac{\text{مقدار الأشعة المنعكسة من سطح ما}}{\text{مقدار الأشعة الواصلة إلى السطح نفسه}} \times ١٠٠$$



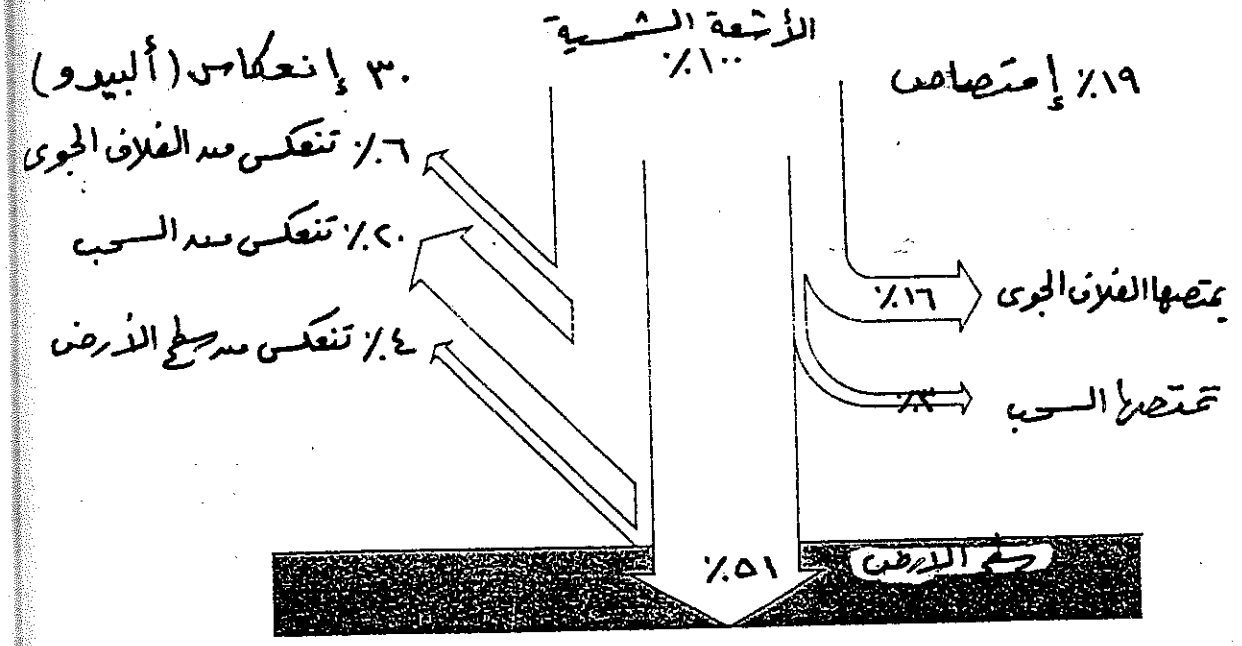
شكل رقم (٤)
التغير الذى ينتاب الاشعاع الشمسى بالانعكاس، التبعثر، والامتصاص

ويطلق على السطح أنه عالى الألبيدو أى أنه يعكس كمية كبيرة من الأشعة الشمسية الواصلة اليه وهذا يحدث فى الأسطح ذات الألوان الفاتحة والعكس صحيح.

أما تبعثر الاشعاع الشمسى فيعنى تشتته فى جميع الإتجاهات، ويعد الانعكاس أحد أشكال التبعثر، أما إمتصاص الاشعاع الشمسى فيعنى إمتصاص الأشعة الحرارية، ويتم معظم الامتصاص داخل الغلاف الجوى بواسطة الأكسچين والأوزون وبخار الماء والمواد العالقة.

وتعد السحب أهم الأجسام التى تعكس الاشعاع الشمسى حيث ينعكس الاشعاع من أسطحها العلوية المكونة من بلورات الثلج فى الغالب فى حين تكون قدرتها على امتصاص الاشعاع الشمسى منخفضة جداً.

وأوضحت قياسات الأقمار الصناعية المناخية أن نحو ٤٩ ٪ من الاشعاع الشمسى المتجه نحو الأرض يفقد داخل الغلاف الجوى، وأن ما يصل إلى سطح الأرض ويؤثر فيه هو ٥١ ٪ من الإشعاع الشمسى المتجه إليه. ويوضح الشكل رقم (٥) كمية الاشعاع الشمسى التى تصل إلى سطح الأرض بافتراض أن ما يتجه نحو سطح الأرض مائة وحدة من الاشعاع الشمسى، فيلاحظ أن نحو ٢٦ ٪ منها يفقد بالتبعثر (٦ ٪ نبعثره الغازات، ٢٠ ٪ تعكسه السحب)، وأن نحو ٣ ٪ تمتصه السحب، ونحو ١٦ ٪ يمتصه الغلاف الجوى، وفى النهاية يصل إلى نحو ٥٥ ٪ من إجمالى الاشعاع الشمسى المتجه إليه، فيعكس ٤ ٪ ويمتص ٥١ ٪.



شكل رقم (٥)

صافي الاشعاع الشمسى الواصل إلى سطح الأرض

يتضح من الشكل رقم (٥) أيضاً أن مقدار ما يفقده سطح الأرض من طاقة يعادل مقدار ما يكتسبه منها، وهو ما يعرف بتوازن الطاقة Energy Balance ، فسطح الأرض يستقبل ٥١ ٪ من كمية الاشعاع الشمسى ويفقد الكمية ذاتها، حيث يحول سطح الأرض الاشعاع الشمسى المكتسب (٥١ ٪) الى اشعاع حرارى ينبعث منه نحو الغلاف الجوى ويسمى الاشعاع الأرضى Terresterial Radiotion أو الاشعاع الحرارى Thermal Radiation، فيتسرب حوالى ٦ ٪ منه إلى الفضاء، ويمتص كل من غاز ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء بالغلاف الجوى نحو ١٥ ٪، ويتحول نحو ٧ ٪ منه إلى طاقة محسوسة، ونحو ٢٣ ٪ إلى طاقة كامنة داخل الغلاف الجوى.

ونلاحظ من خلال تتبع الشكل رقم (٥) أيضاً توازن الطاقة فى الغلاف الجوى ، حيث أن إجمالى ما تمتصه الغازات والمواد العالقة والسحب يعادل ما ينبعث منها، فإجمالى الطاقة التى يكتسبها الغلاف الجوى من الاشعاع الشمسى

والأشعاع الأرضى معاً يبلغ ٦٤ ٪ (١٦ ٪ تمتصها الغازات وبخار الماء والمواد العالقة من الأشعاع الشمسى، ٣ ٪ تمتصها السحب من الأشعاع الشمسى، ١٥ ٪ يمتصها ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء من الأشعاع الأرضى، ٣٠ ٪ تصل إلى الغلاف الجوى كطاقة محسوسة وكامنة من الأشعاع الأرضى) وفى المقابل مقدار الطاقة التى تنبعث من الغلاف الجوى يبلغ ٦٤ ٪ (٣٨ ٪ تنبعث من كل من ثانى أكسيد الكربون وبخار الماء، ٢٦ ٪ تنبعث من السحب).

ويتضح من العرض السابق أنه فى حالة ما اذا كان ما يتجه إلى سطح الأرض مائة وحدة من الأشعاع الشمسى يرتد ٣٠ ٪ منها بالانعكاس (الألبيدو)، ٧٠ ٪ منها بالانبعاث على هيئة أشعة حرارية وهو ما يشكل التوازن الحرارى فى جو الأرض على مر السنين، ويعد ثبات كل من نسب تركيز غازات الغلاف الجوى وما يحتويه من بخار ماء ومواد عالقة عاملاً أساسياً يؤدى إلى ثبات كمية الأشعاع التى يكتسبها سطح الأرض وكمية الأشعاع التى تنعكس منه (الألبيدو) أو تنبعث منه (الأشعاع الأرضى)، وهذا فى حد ذاته شرطاًأساسياً لبقاء حرارة سطح الأرض وجوها ثابتاً تقريباً من عام إلى آخر.

ويتميز **الاشعاع الأرضي** (الحرارى) باستمراره طول اليوم نهاراً وليلاً بعكس الاشعاع الشمسى الذى يبدأ مع شروق الشمس وينتهى مع غروبها، ويصل الاشعاع الأرضى (الحرارى) أقصاه بعد وقت الزوال (الظهر) بحوالى ساعتين أو ثلاث ساعات حيث يظل سطح الأرض محتفظاً بحرارته فترة من الوقت بعد الزوال، فى حين يبلغ أدناه قبل شروق الشمس.

الاشعاع الشمسي وسطح الأرض :

قدرت الدراسات المعتمدة على الأقمار الصناعية وبخاصة القمر الصناعى Nimbus-6 عام ١٩٧٧ كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى كل سم^{٢} من سطح الأرض بنحو ١,٩٥ كالورى جرام(١) فى الدقيقة الواحدة، وتعادل هذه الكمية نحو ١٣٩٢ وات لكل متر مربع، ويسمى ذلك بثابت

(١) الكالورى جرام = كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة جرام واحد من الماء الصافى درجة مئوية واحدة. والكالورى جرام واحد/ سم^{٢} هو وحدة قياس شدة الاشعاع ويطلق عليه لانجلى Langley .(Ly)

الاشعاع[1]. ويتم حساب إجمالى كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض بالصيغة التالية :

إجمالى كمية الطاقة الشمسية الواصلة لسطح الأرض = ١٣٩٢ وات × ط نق^{٢} = ١٠ × ١٧٧٥٠٢ وات[2].
١٢

وتستهلك الطاقة الشمسية فى العمليات الطبيعية على سطح الأرض مثل التحول الحرارى، صور تكاثف بخار الماء، التساقط، الرياح، التيارات المائية، التمثيل الكلوروفيلى، تحلل المواد العضوية، حركة المد والجزر، تدفق المياه الجوفية الحارة، تكون الوقود الأحفورى (الفحم، البترول، الغاز الطبيعى)، الطاقة الذرية، طاقة الجاذبية.

العوامل المؤثرة في الاشعاع الشمسي الواصل إلي سطح الأرض :

أدركنا من خلال معيشتنا تباين الاشعاع الشمسى على مدار العام، فنلاحظ فى فصل الشتاء أن الشمس تكون منخفضة فى السماء، تكون شدة أشعتها أضعف مما هى عليه فى فصل الصيف، ويكون طول النهار أقصر من مثيله فى فصل الصيف، ونلاحظ على مدار اليوم الواحد أن الأشعة الشمسية وقت الشروق والغروب تكون أقل شدة منها فى وقت الظهيرة.

فالاشعاع الشمسى إذن يتباين فى شدته وطول فترة سطوعه على سطح الأرض، ويرجع السبب فى ذلك الي اختلاف زاوية سقوط الاشعة الشمسية على سطح الأرض، والى اختلاف طول النهار على مدار العام بسبب إختلاف وضع الأرض بالنسبة للشمس خلال دورة الأرض السنوية حول الشمس، وهو ماسوف نوضحه فى العرض التالى.

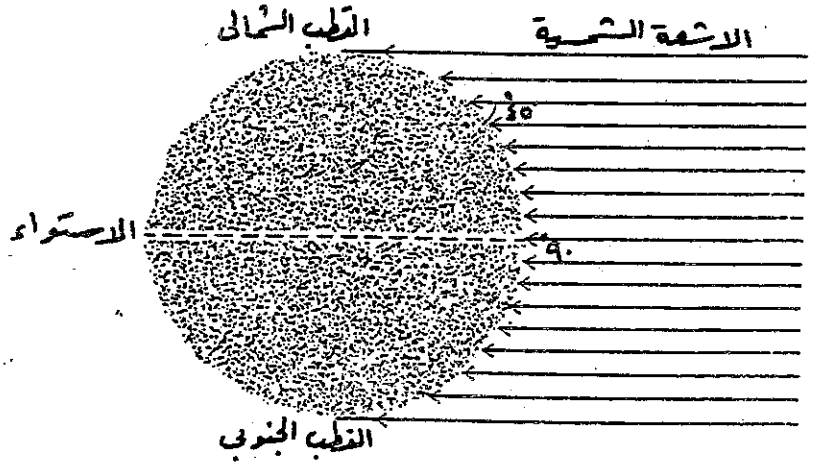
---

(١) Musk, L.F., Weather System. New York. 1988, p.17.

(٢) Sellers, A., & Robinson, op.cit. p. 30.

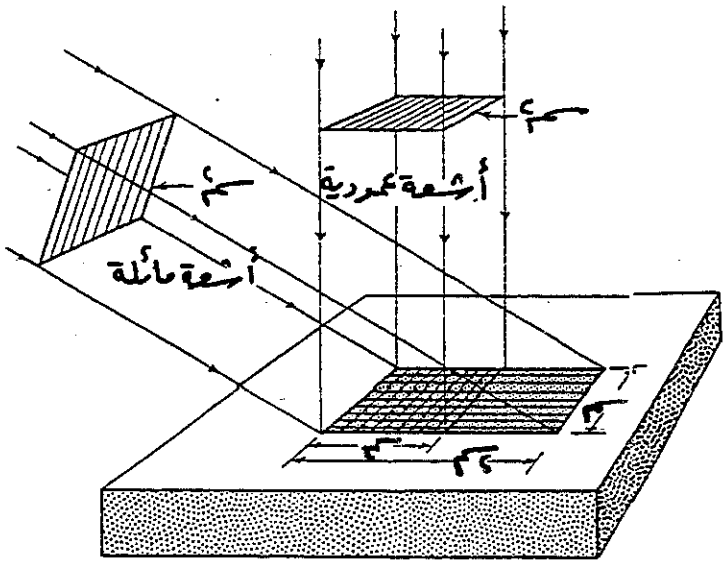
زاوية سقوط الأشعة الشمسية على سطح الأرض :

تتدفق الأشعة الشمسية بمسارات متوازية على سطح الأرض المقوس شكل رقم (٦) فتمسه فى زوايا متباينة، ففى حالة سقوطها عمودية على خط الاستواء تقل زاوية سقوط الاشعة الشمسية ويزداد ميلها على دوائر العرض المختلفة تدريجياً بالاتجاه نحو القطبين وتبلغ الصفر عند القطبين (تمر موازية لخط الأفق) . وتعد الأشعة الشمسية العمودية أشد وأقوى من الأشعة المائلة وذلك لسببين جوهريين، فالأشعة العمودية تخترق مسافة أقصر فى الغلاف الجوى ولذلك يكون مقدار ما تفقده بالانعكاس والتبعثر والامتصاص من مكونات الغلاف الجوى أقل مما تفقده الأشعة المائلة التى تقطع مسافة أطول، كما أن الأشعة العمودية عند سقوطها على سطح الأرض تغطى مساحة أصغر من سطح الأرض بالمقارنة مع المساحة التى تغطيها الأشعة المائلة – شكل رقم (٧) – وهذا يجعل الأشعة العمودية أكثر تركيزاً وشدة من الأشعة المائلة.



شكل رقم (٦)

تباين زاوية سقوط الشمس على دوائر العرض المختلفة



شكل رقم (٧)

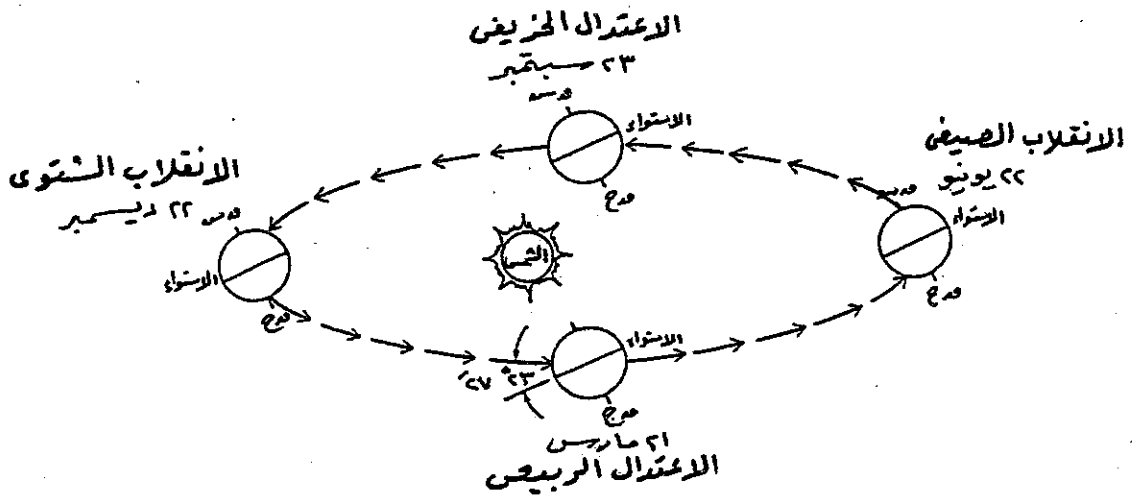
تباين شدة الاشعاع الشمسي حسب درجة ميل الأشعة

والمساحة التي تغطيها من سطح الأرض

طول النهار على دوائر العرض المختلفة :

ينشأ عن دوران الأرض حول نفسها كل ٢٤ ساعة تعاقب الليل والنهار، وينشأ عن دوران الأرض حول الشمس مرة كل ٣٦٥,٢٥ يوماً الفصول الأربعة واختلاف طول الليل والنهار، فالأرض تدور حول الشمس فى مسار يصنع قطع ناقص – شكل رقم (٨) – ومعنى ذلك أن المسافة بين الشمس والأرض لا تكون ثابتة على مدار العام، فتكون أقصر مسافة بين الأرض والشمس فى حوالى يوم ٣ يناير من كل عام ويسمى يوم الحضيض Perihelion حيث تبلغ المسافة بينهما نحو ١٤٧

مليون كم، فى حين تكون أكبر مسافة بينهما فى حوالى يوم ٣ يوليو من كل عام ويسمى يوم الأوج Aphelion حيث تبلغ المسافة بينهما نحو ١٥٢ مليون كم، ويدل ذلك على أن المسافة بين الشمس والأرض فى يوم الحضيض تقل بنحو ٣,٣٪ عن يوم الأوج، وقد أثر ذلك على شدة الاشعاع الشمسى الواصل الى الأرض حيث تستقبل الأرض فى يوم الحضيض كمية من الطاقة الشمسية تبلغ شدتها ٢,٠٤ كالورى جرام/ سم٢/ دقيقة فى حين تستقبل الأرض فى يوم الأوج ١,٩١ كالورى جرام/ سم٢ / دقيقة)، وهذا يدل على تباين كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض على مدار العام.



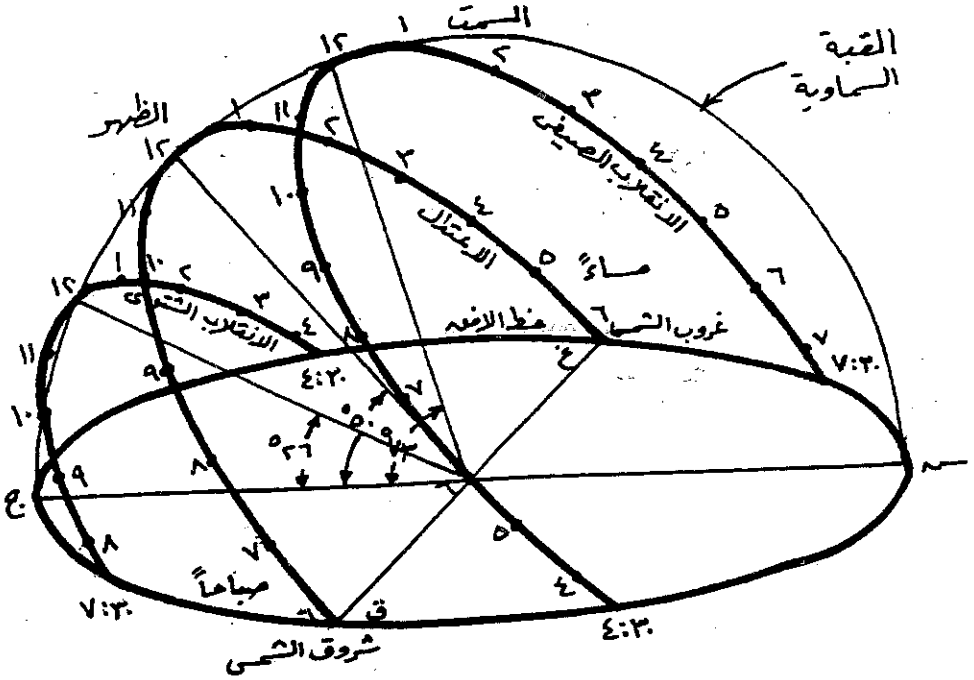
شكل رقم (٨)

حركة دوران الأرض حول الشمس وحدوث الفصول الأربعة

تدور الأرض حول الشمس ومحورها الرأسى يميل بزاوية مقدارها ٢٧ َ ٢٣ °، فينتج عن تغير موقعها وميل محورها أثناء دورانها حول الشمس أن يتغير الجزء من سطح الأرض الذى تتعامد عليه الأشعة الشمسية وهو محصور بين دائرتى عرض ٢٧ َ ٢٣ ° شمالاً (مدار السرطان) وجنوباً (مدار الجدى) فتسقط الأشعة عمودية على دائرة الاستواء خلال الاعتدال الربيعى فى ٢١ مارس، والاعتدال الخريفى فى ٢٣ سبتمبر. فى حين تسقط الأشعة الشمسية عمودية على مدار السرطان فى الانقلاب الصيفى يوم ٢٢ يونيو، ويحدث العكس عندما تسقط الأشعة عمودية على مدار الجدى فى الانقلاب الشتوى يوم ٢٢ ديسمبر، وفى نفس اللحظة التى تتعامد فيها الشمس على مدار السرطان يكون الانقلاب الشتوى للنصف الجنوبى للكرة الأرضية، وبالمثل يوم تعامد الشمس على مدار الجدى يكون الانقلاب الصيفى للنصف الجنوبى للكرة الأرضية.

وبتغير عمودية أشعة الشمس تتغير زاوية سقوط الأشعة الشمسية وطول فترة النهار، ومعنى ذلك أن شدة الاشعاع الشمسى ومدته سوف تتغير بتغير فصول السنة ففى الشتاء يكون ميل الاشعة أكبر ويكون طول النهار أقصر، مما يعكس نقص فى الاشعاع الشمسى، وفى الصيف يكون ميل الاشعة أقل، ويكون طول النهار أكبر، مما يعكس شدة الاشعاع الشمسى، وإذا كانت الأرض تدور حول الشمس دون أن يميل محورها لكانت زاوية سقوط الشمس فى أى مكان على سطح الأرض واحدة على مدار العام ولما حدثت الفصول الأربعة.

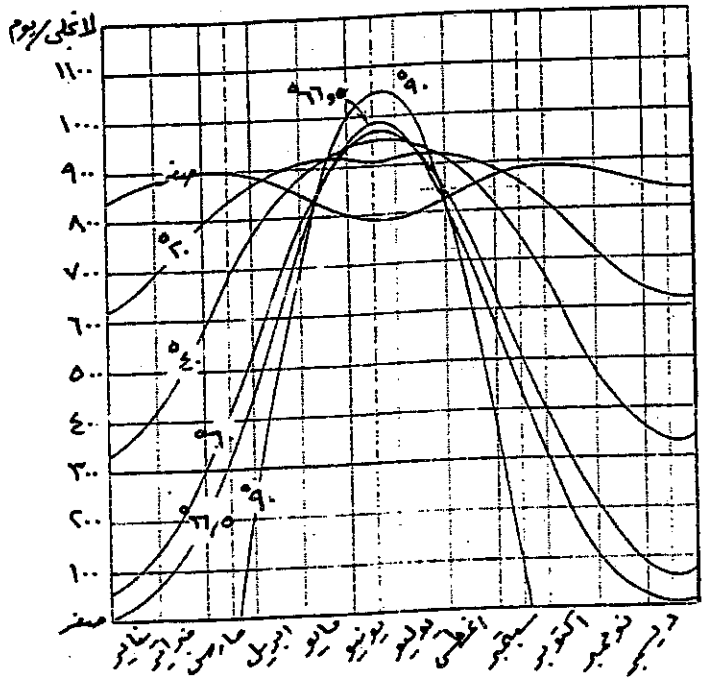
ولكى نوضح هذا التباين فى زاوية سقوط الأشعة الشمسية وطول النهار بين فصول السنة المختلفة نتعرف على حركة الشمس الظاهرية خلال فصول الصيف والخريف والشتاء على مكان ما يقع على دائرة عرض ٤٠ °ش – على سبيل المثال – وهى ما يبينه الشكل رقم (٩) ونوضحه فى النقاط التالية :



شكل رقم (٩)

حركة الشمس الظاهرية فوق مكان يقع علي دائرة عرض ٤٠° س

خلال فصول الصيف والخريف والشتاء



شكل رقم (١٠)

التغير الشهري لكمية الطاقة الشمسية الساقطة علي دوائر العرض

المختلفة خلال الانقلاب الصيفي

– تزداد زاوية سقوط الأشعة الشمسية على خط الأفق فى فصل الصيف عنها فى الفصول الأخرى حيث بلغت ٧٣°، بالمقارنة بفصل الخريف (٥٠°) وفصل الشتاء (٢٦°)، ويعنى ذلك أن الأشعة الشمسية تكون أكثر ميلاً وبالتالى أقل شدة خلال فصل الشتاء بالمقارنة بالفصول الأخرى.

– يتراوح طول النهار بين الساعة ٣٠: ٤ ، ٣٠ : ١٩ فى فصل الصيف (بطول ١٥ ساعة)، وبين الساعة .. : ٦ ، .. : ١٨ فى فصل الخريف (بطول ١٢ ساعة)، بين الساعة ٣٠:٧، ٣٠:١٦ فى فصل الشتاء (بطول ٩ ساعات)، وهو ما يعنى أن طول النهار يكون أطول ما يمكن فى فصل الصيف وأقل ما يمكن فى فصل الشتاء على دائرة عرض ٤٠°ش.

يتضح من المثال السابق تباين الاشعاع الشمسى على دائرة عرض واحدة على مدار السنة بسبب تفاوت طول النهار وبسبب اختلاف درجة سيل أشعة الشمس على الدائرة ذاتها خلال فصول السنة. ومن ناحية أخرى تتباين دوائر العرض المختلفة فيما بينها فى شدة الاشعاع الشمسى الساقط عليها خلال شهور السنة وهو ما يوضحه الشكل رقم (١٠) الذى يبين توزيع شدة الاشعاع الشمسى على دوائر العرض المختلفة خلال الانقلاب الصيفى باللانجلى (كالورى جرام/ سم٢) ومن تتبعه نتعرف على الحقائق التالية :

١– يكون مقدار التغير الشهرى لكمية الطاقة الشمسية الواصلة الى الدائرة الاستوائية أقل ما يمكن بالمقارنة مع مثيله على دوائر العرض الأخرى، ويرجع السبب فى ذلك الى ثبات طول النهار فوق الدوائر الاستوائية الذى يبلغ ١٢ ساعة على مدار السنة، كما أن زاوية سقوط الأشعة الشمسية تكون عمودية أو قريبة من العمودية معظم فترات السنة.

٢– يزداد التغير الشهرى فى كمية الطاقة الشمسية الواصلة الى دوائر العرض المختلفة تدريجياً بالاتجاه نحو القطبين حتى يبلغ أقصاه عندهما، كما ينعدم وجود الطاقة الشمسية على دائرة عرض ٩٠° ش خلال الفترة بين شهرى سبتمبر، مارس

(فترة الخريف والشتاء)، فى حين تمثل العروض المدارية والمعتدلة حالة وسط بين الدائرتين الاستوائية والقطبية ولا ينعدم فى هذه العروض الطاقة الشمسية ويكون مقدار التغير الشهرى لكمية الطاقة الشمسية متوسطاً.

٣- تتفق جميع دوائر العرض التى تقع شمال مدار السرطان على أن شهر يونيو يمثل قمة الاشعاع الشمسى عليها، فى حين يمثل شهر يناير أدناها، فى حين تتفق دوائر العرض الواقعة بين الاستواء ومدار السرطان على أن لها قمتين تتفقان مع الاعتداليين وهبوطين يتفقان مع الانقلابين.

ويمكن تتبع التباين المكانى فى كمية الطاقة الشمسية الواصلة الى سطح الأرض فى كل من الانقلاب الصيفى والانقلاب الشتوى على خريطة العالم شكل رقم (١١) الذى نستنتج من تتبعه الحقائق التالية :

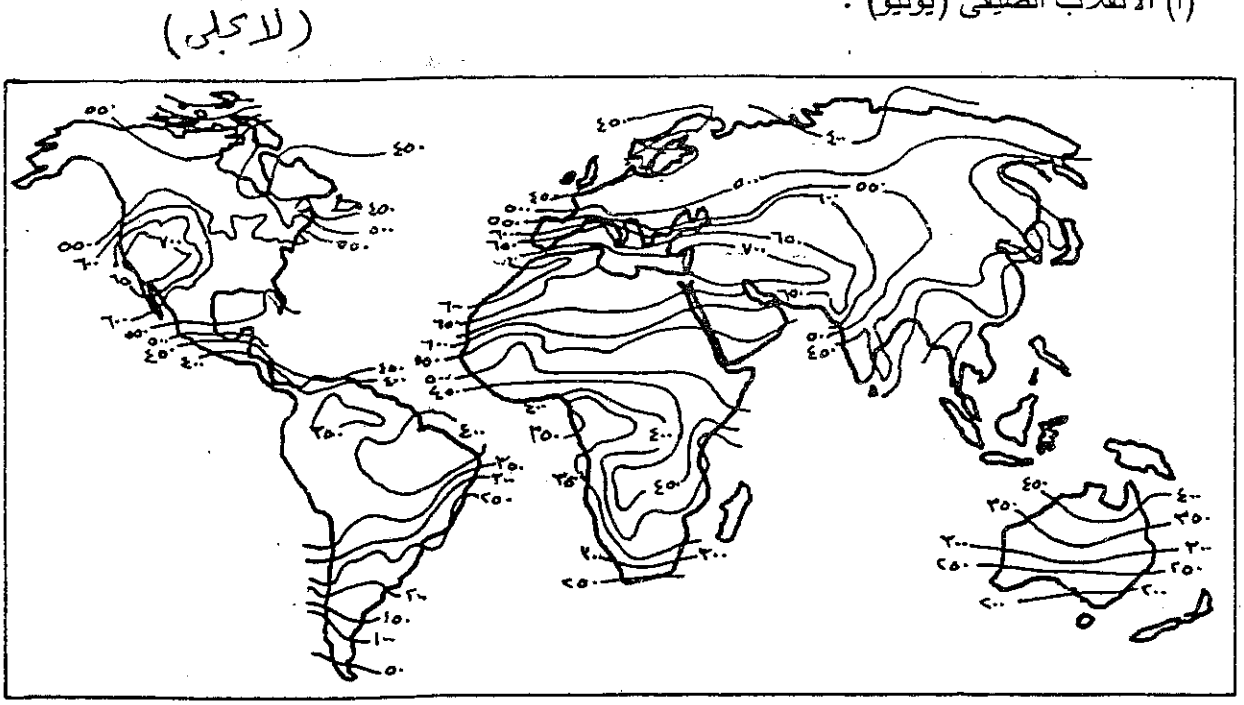
أولاً: الاشعاع الشمسي على دوائر العرض أثناء الانقلاب الصيفي :

١- تتراوح كمية الطاقة الشمسية خلال الانقلاب الصيفى الشمالى بين ٣٥٠، ٧٠٠ لانجلى فى نصف الكرة الشمالى، وبين ٤٥٠، ٥٠ لانجلى فى نصف الكرة الجنوبى (الشتاء الجنوبى). ويدل ذلك على أن نصف الكرة الشمالى يستقبل كمية من الطاقة الشمسية أكبر من مثيلتها التى يستقبلها نصف الكرة الجنوبى، ويرجع ذلك الى زيادة كل من طول النهار وقيمة زاوية سقوط الأشعة الشمسية خلال فصل الصيف بالإضافة إلى أن السماء تكون صافية خلال فصل الصيف بالمقارنة بها فى حالة كثرة السحب خلال فصل الشتاء.

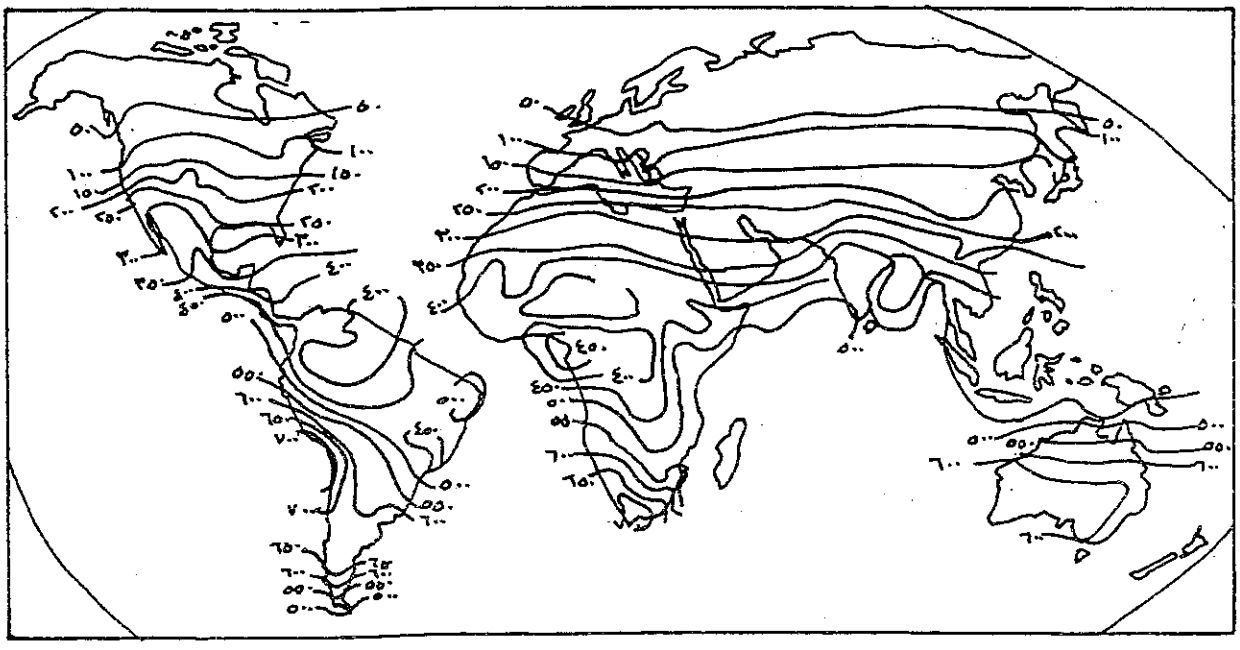
٢- يزيد الاشعاع الشمسى عند مدار السرطان أثناء الانقلاب الصيفى عنه عند الدائرة الاستوائية، ويرجع ذلك الى زيادة طول النهار عند المدار حيث يصل إلى حوالى ١٣,٥ ساعة بينما يبلغ عند الاستواء ١٢ ساعة، كما أن الشمس تكون عمودية على المدار فى هذا الوقت من السنة بينما تكون مائلة عند الدائرة الاستوائية بزاوية قدرها ٢٧ ٢٣°.

٣- يزداد مقدار الاشعاع الشمسى تدريجياً خارج المدار كلما اتجهنا نحو القطب الشمالى ليبلغ أقصاه عند دائرة عرض ٤٠° ش تقريباً، ويرجع ذلك الى

(أ) الانقلاب الصيفى (يونيو) :



(ب) الانقلاب الشتوى (ديسمبر) :



شكل رقم (١١)

توزيع متوسط كمية الطاقة الشمسية الواصلة الى سطح الأرض خلال كل من الانقلاب الصيفي (أ)، الانقلاب الشتوي (ب)

زيادة طول النهار وإستقبال سطح الأرض لكمية من الاشعاع الشمسى تفوق النقص فى شدته الناتج عن زيادة ميل أشعة الشمس بالبعد عن مدار السرطان.

٤- ينخفض مقدار الاشعاع الشمسى تدريجياً بالبعد عن دائرة عرض ٤٠° ش حتى دائرة عرض ٦٠° ش تقريباً، ويرجع ذلك الى زيادة ميل الأشعة الشمسية وانخفاض شدتها بدرجة تفوق الزيادة فى طول النهار.

٥- يزداد مقدار الاشعاع الشمسى - مرة أخرى - تدريجياً بالبعد عند دائرة عرض ٦٠° شمالاً فى اتجاه القطب حيث يزداد طول النهار بشكل سريع ليصل إلى ٢٤ ساعة كاملة عند القطب ويفوق بذلك انخفاض شدته الناتج عن زيادة ميل الأشعة الشمسية، ورغم زيادة مقدار الاشعاع الشمسى عند القطب إلا أن أثره فى تسخين سطح الأرض يكون محدوداً جداً بسبب ضياعه فى صهر الجليد، وانعكاس جزء كبير منه على سطح الجليد أيضاً.

ثانياً: الاشعاع الشمسي على دوائر العرض المختلفة أثناء الانقلاب الشتوي :

١- تتراوح كمية الطاقة الشمسية خلال الانقلاب الشتوى الشمالى بين ٣٥٠، ٥٠ لانجلى فى نصف الكرة الشمالى، ٣٥٠، ٧٠٠ لانجلى فى نصف الكرة الجنوبى (الصيف الجنوبى). ويدل ذلك على أن نصف الكرة الشمالى يستقبل كمية من الطاقة الشمسية أقل من التى يستقبلها نصف الكرة الجنوبى.

٢- ينخفض مقدار الاشعاع الشمسى على مدار السرطان عنه عند الدائرة الاستوائية وذلك لأن طول النهار عند المدار يصل الى عشر ساعات ونصف ساعة فى حين يبلغ عند الدائرة الاستوائية ١٢ ساعة. كما أن درجة ميل أشعة الشمس فى هذا الوقت من السنة تبلغ ٤٧° على مدار السرطان فى حين تبلغ ٢٧ ٢٣° على الدائرة الاستوائية.

٣- ينخفض الاشعاع الشمسى تدريجياً بالاتجاه شمالاً حتى الدائرة القطبية ويرجع ذلك الى انخفاض طول النهار وزيادة ميل أشعة الشمس الساقطة على

سطح الأرض مع الاتجاه نفسه. وينعدم الاشعاع الشمسى تماماً فى المناطق الواقعة بين الدائرة القطبية والقطب الشمالى وذلك لاختفاء الشمس وسيادة الليل لمدة ٢٤ ساعة كاملة.

• **الخلاصة:**.. نخلص من دراسة الاشعاع الشمسى مجموعة من النتائج الهامة نستعرضها فيما يلى :

١- تعرف الأشعة الشمسية بالاشعاع الطيفى الكهرومغناطيسى وهو ينقسم إلى ثلاثة أنواع رئيسية تبعاً لطول موجة كل منها.

٢- يفقد الاشعاع الشمسى أثناء رحلته من الشمس نحو الأرض كمية كبيرة بالانعكاس والتشتت والامتصاص من مكونات الغلاف الجوى.

٣- تعادل كمية الطاقة الشمسية التى يكتسبها سطح الأرض بالامتصاص كمية الطاقة المفقودة منه على هيئة إشعاع أرضى حرارى ويعود اليه تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض.

٤- يعد كل من سطح الأرض المقوس، ومدار الأرض السنوى حول الشمس الذى يصنع قطع ناقص، وميل محور دوران الأرض حول نفسها من العوامل الأساسية التى تؤثر فى كمية الاشعاع الشمسى الواصل الى الأرض وشدته، مما يجعله غير متساو على دوائر العرض المختلفة على مدار السنة، وهو ما يشكل مناخ الأرض ويجعل خصائص المناخ متباينة مكانياً وزمنياً.

الفصل الثالث

درجة الحرارة

Temperature

- صافة

- الـ ـي ـدرجة الحرارة
- الإنقلاب الحراري
- الاحتباس الحراري

المحاضرة الحادي عشر

الفصل الثاني عشر

مشكلة الاحتباس الحراري

- مقدمة
- التوازن الحراري لسطح الأرض
- الاحتباس الحراري غير الطبيعي
- الآثار البيئية المرتبطة بزيادة فعالية الاحتباس الحراري
- ارتفاع مستوي سطح البحر وانحسار الجليد
- الآثار المستقبلية
- الأبعاد الاقتصادية المرتبطة بزيادة فعالية الاحتباس الحراري
- الأبعاد السياسية لزيادة فعالية الاحتباس الحراري

مقدمة :

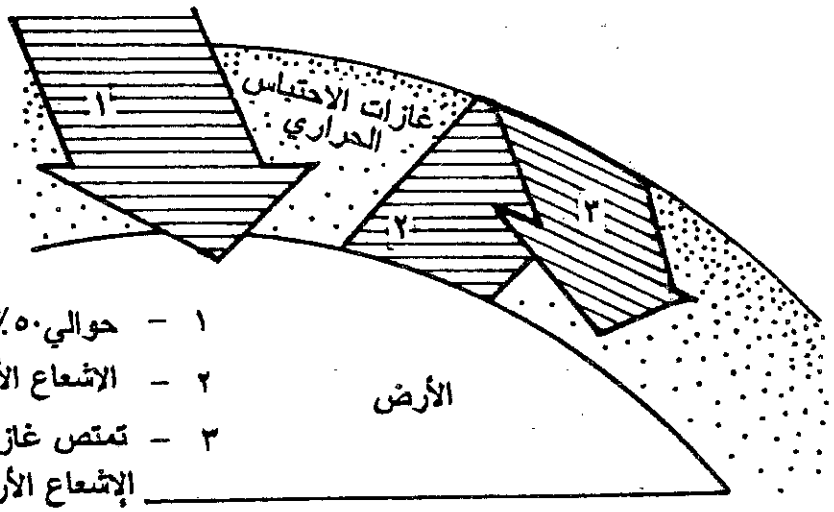
تؤثر الطبقة السفلى للغلاف الجوى (التروبوسفير) فى سطح الأرض وتتأثر به، وهما يكونان معاً وسطاً بيئياً تعيش فيه الكائنات الحية تتنفس الهواء فى ظل توازن ملائم من الضغط والحرارة والمركب الغازى.

وتشكل العناصر الغازية للغلاف الجوى وسطاً ناقلاً للإشعاع الشمسى المتجه إلى سطح الأرض والذى لا يتعدى نصف الجزء من البليون من جملة الإشعاع الذى تطلقه الشمس، وتتسم جزئيات بعض غازات الغلاف الجوى وهى ثانى أكسيد الكربون، الميثان، أكسيد النيتروز، الأوزون، وبخار الماء بخاصية طبيعية تجعلها تسمح بمرور الأشعة ذات الموجات القصيرة والمتوسطة الآتية من الشمس إلى سطح الأرض ولا تسمح بمرور الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة الواردة من سطح الأرض نحو الفضاء فتمتص ما يعادل نحو ٩١ ٪ منها، ثم تبثها مرة أخرى نحو سطح الأرض مما يؤدى إلى تراكمها واحتباسها بالقرب من سطح الأرض فتتسبب فى تسخين الهواء المحيط به وهو ما يعرف باسم الاحتباس الحرارى. شكل رقم (٧٢).

ويعد الاحتباس الحرارى ظاهرة طبيعية تنظم الاشعاع الشمسى والأرضى وتتسبب فى دفء الأرض وحفظ حرارتها، وهى أساس جميع الظواهر الجوية المؤثرة فى سطح الأرض. وهى تشبه تماماً ما يحدث داخل البيوت المحمية الزراعية Greenhouse التى يسمح فيها الزجاج أو البلاستيك المغلف لها بمرور الأشعة الشمسية ذات الموجات القصيرة ولا يسمح بتسرب الأشعة الحرارية المرتدة ذات الموجات الطويلة نحو الفضاء فتظل حبيسة مسببة ارتفاعاً فى درجة الحرارة، ولهذا السبب أطلق على ظاهرة الاحتباس الحرارى مصطلح Greenhouse Effect .

التوازن الحراري لسطح الأرض :

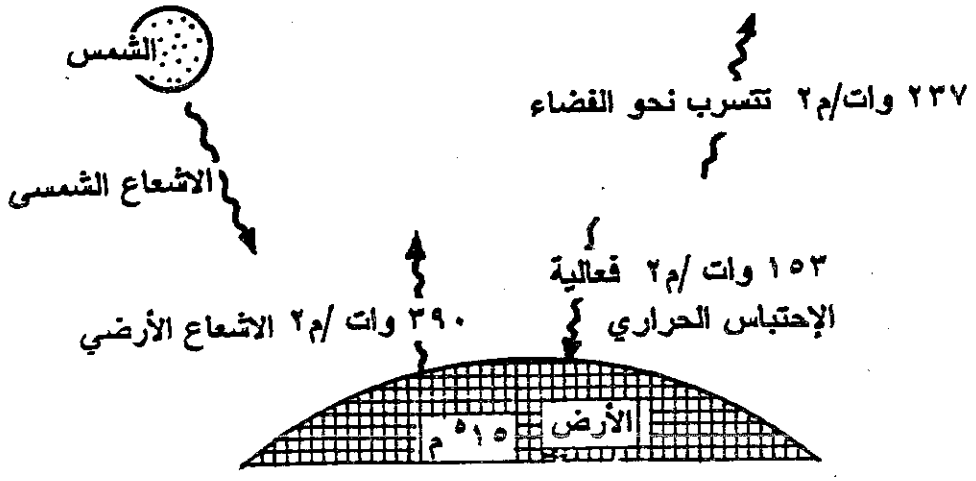
لكل من الغازات المسببة للاحتباس الحرارى دورته الطبيعية التى ينتقل خلالها بين مكونات سطح الأرض (صخور، نبات، حيوان، مسطحات مائية)



١ – حوالي ٥٠٪ من الإشعاع الشمسي يؤثر في الأرض .
٢ – الاشعاع الأرضي
٣ – تمتص غازات الإحتباس الحراري ٩١٪ من الإشعاع الأرضي وتعيد إنبعاثه نحو الأرض .

شكل رقم (٧٢) ظاهرة الاحتباس الحراري

ومكونات الغلاف الجوى (الغازات والمواد العالقة) ثم سطح الأرض مرة أخرى وهكذا، ويعد ثبات كل من نسب تركيز هذه الغازات، كمية الإشعاع التى يكتسبها سطح الأرض وكمية الإشعاع التى تنعكس منه (الألبيدو) أو يرتد منه (الإشعاع الأرضى) شرطاً أساسياً لبقاء حرارة سطح الأرض وجوها ثابتاً تقريباً من عام إلى آخر. وتقدر كمية الطاقة التى ترتد من كل متر مربع من سطح الأرض بعد اكتسابه للإشعاع الشمسى بنحو ٣٩٠ وات[١]، يتسرب منها حوالى ٢٣٧ وات إلى الفضاء، وتقوم غازات الاحتباس الحرارى بإعادة بث ١٥٣ وات مرة أخرى إلى سطح الأرض. شكل رقم (٧٣) . وهذه الكمية من الطاقة الحرارية هى المسئولة عن حفظ حرارة سطح الأرض عند متوسط ١٥°م، ولولا هذه الفعالية للاحتباس الحرارى لأصبحت درجة حرارة الأرض ٢٣°م تحت الصفر[٢] .



شكل رقم (٧٣) التوازن الحراري لسطح الأرض

---

(١) الوات هو وحدة قياس كمية الطاقة المتولدة كل ثانية.

(٢) Gribbin, op.cit.p. 130

وفى حالة حدوث أى تغير فى نسب تركيز غازات الاحتباس الحرارى أو فى مقدارها الذى يطلقه كل من الغلاف الصخرى، الغلاف الحيوى، والمسطحات المائية، فإن الدورة الطبيعية لكل غاز يضطرب معها التوازن الحرارى لسطح الأرض وبالتالى صافى الطاقة التى يسببها الاحتباس الحرارى أو صافى التسخين الذى يتعرض له سطح الأرض ولهذا السبب تحدث التغيرات المناخية.

فقد أرجع «جون تيندال» (عام ١٨٦٠م) سبب حدوث العصور الجليدية السابقة إلى انخفاض نسبة ثانى أكسيد الكربون فى الغلاف الجوى آنذاك وبالتالى ضعف فاعلية الاحتباس الحرارى. كما أثبت توماس تشمبرلين (عام ١٨٩٩م) وجود علاقة قوية بين التغير فى مستوى سطح البحر (بسبب تقدم وانحسار الغطاءات الجليدية) والتغير فى نسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو وفاعلية الاحتباس الحرارى فى العصور السابقة. فعندما ترتفع نسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو تزيد فعالية الاحتباس الحرارى و تتجه الأرض نحو التسخين فتنحسر الغطاءات الجليدية ويرتفع مستوى سطح البحر. والعكس صحيح(١).

الاحتباس الحراري غير الطبيعي Unnatural Greenhouse Effect :

ويقصد به الاحتباس الحرارى الناتج بفعل الغازات المنبعثة من مصادر بشرية، فمع بداية الثورة الصناعية فى النصف الأخير من القرن التاسع عشر وتطور مستويات التكنولوجيا بمعدلات سريعة بعد ذلك تعددت صور استغلال الإنسان لموارد بيئته لإشباع رغباته، وتوفير متطلباته وقام بتبديل بعض صور استغلال الأرض، فبغرض زراعة المحاصيل أزيلت مساحات من الغابات واستصلحت أجزاء من الصحارى وجففت عديد من البحيرات والمستنقعات واقتطعت مساحات من البحار والمحيطات، وبغرض الاستفادة من موارد الطاقة انتشرت آبار البترول فى الصحارى والسهول الساحلية والرفارف القارية وأقيمت المعامل الضخمة لتكرير البترول وتصنيع البتروكيماويات وظهرت المدن التعدينية

---

(١) Gribbin, J., op. cit., pp. 30 - 31.

الصناعية ودارت آلات الاحتراق فى المصانع ومحركات توليد الطاقة الكهربائية وأفران الحديد والصلب وانتشرت المفاعلات النووية، وغيرها من صور استغلال الأرض.

ونتيجة لهذا النشاط المتنامى والتغير فى صور استغلال الأرض اضطرب النظام البيئى وتغيرت خصائصه، فتغيرت خصائص الهواء ونسب مكوناته الغازية وبالتالى نسب امتصاص وانعكاس وبث الأشعة الشمسية وهى فى طريقها إلى سطح الأرض عبر المكونات الغازية للهواء المحيط به، وكذا نسب انعكاس وارتداد الأشعة الحرارية من سطح الأرض إلى الفضاء الخارجى، مما تسبب فى اضطراب التوازن الحرارى عند سطح الأرض، الأمر الذى أدى بدوره إلى حدوث تقلبات مناخية مفاجئة، وأخرى تتنامى على المدى الطويل وتنذر بالخطر خلال العقود القليلة القادمة، ولكل منها آثار بيئية مدمرة اعتبرها البعض من أعنف الكوارث الطبيعية التى تواجه الكرة الأرضية فى الوقت الحاضر.

وللتعرف على مدى التغير الذى طرأ على مستويات الغازات المسببة للاحتباس الحرارى منذ الثورة الصناعية. سوف نقوم بدراسة كل منها على النحو التالى:

غاز ثاني أكسيد الكربون CO_2 :

إذا كان الأكسجين هو أساس الحياة على سطح الأرض فإن ثانى أكسيد الكربون لا يقل عنه أهمية بالنسبة لها ففضلاً عن كونهما يشكلان طرفى كلٍ من عملية التنفس لدى جميع الكائنات الحية وعملية التمثيل الضوئى لدى الكائنات النباتية تتمثل أهمية ثانى أكسيد الكربون فى كونه عامل الربط بين عناصر البيئة الطبيعية، فعندما يمتصه النبات الأرضى والبحرى خلال عملية التمثيل الضوئى ثم يطلقه خلال عملية التنفس (الليلى) يتحد مع مياه الأمطار مكوناً حمض الكربونيك الذى يتسرب خلال صخور القشرة الأرضية ويؤثر بشكل كبير فى مركبات الكالسيوم والسليكون والأكسجين مجتمعة، وينتج الكربونات والبيكربونات

التى تتجه نحو مياه البحار والمحيطات التى لها قدرة كبيرة على امتصاصه أيضاً من الهواء المحيط بها فتقوم الكائنات البحرية ببناء عظامها وأصدافها وقشورها، وتصبح بعد فترة ارسابات غنية بالكربون تتعرض للضغط والحرارة والاختلاط بالمعادن الأخرى فيخرج ثانى أكسيد الكربون للسطح والغلاف الجوى خلال الأنشطة البركانية والتكتونية ليدور دورة أخرى.

وتتعادل الكمية الطبيعية لثانى أكسيد الكربون الموجود فى الغلاف الجوى المنطلقة من الأنشطة البركانية والتكتونية مع كميته التى يمتصها كل من النبات الطبيعى والبحار والمحيطات(١) وهذا التوازن الطبيعى فى كمية ثانى أكسيد الكربون هو السبب الرئيسى الذى أدى لبقاء حرارة سطح الأرض ثابتة منذ عشرة الاف سنة تقريباً.

وعندما بدأ الإنسان مع بداية الثورة الصناعية يستخدم الأخشاب والفحم والوقود الأحفورى فى إدارة الآلات والمحركات، انطلق منها غاز ثانى أكسيد الكربون نحو الغلاف الجوى حيث أنه يشكل نحو ٢١ ٪ من مجموع الغازات المتصاعدة من عمليات احتراق الوقود الأحفورى. وعندما قام بإزالة الغابات تسبب فى استقرار ثانى أكسيد الكربون الذى كانت تستهلكه أشجارها خلال عملية التمثيل الضوئى فى الهواء، وانطلق من ترباتها التى يشكل الكربون حوالى ٥٠ ٪ من محتواها.

ولقد تنبه الكثير من الباحثين بالعلاقة بين تزايد استهلاك موارد الوقود فى الأنشطة البشرية وارتفاع نسب تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون فى الجو، ولذلك توفرت قياسات دقيقة لنسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء منذ النصف الأخير من القرن التاسع عشر، عندما كانت نسبته حوالى ٢٨٠ جزء فى المليون عام ١٨٥٠م، ثم بلغت نحو ٢٩٥ جزء فى المليون عام ١٩٠٠م ، ونحو ٣١٥ جزء فى المليون عام ١٩٥٨م وارتفعت إلى نحو ٣٦٠ جزء فى المليون عام ١٩٩٧م.

---

(١) Peixoto, p., & Oort, H., op. cit., p. 434.

وتدل النسب السابقة أن تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء فى ارتفاع مستمر وأن نسبته زادت بمقدار ٨٠ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٩٧م (١٤٧ عاماً)، وهو ما يعادل نحو ٢٨,٦ ٪ من نسبته عام ١٨٥٠م، وأن نحو ٥٦,٣ ٪ من مقدار هذه الزيادة حدث فى الأربعين سنة الأخيرة (١٩٥٨ – ١٩٩٧م). كما يتضح أيضاً أن معدلات الزيادة السنوية فى نسب تركيز الغاز فى ارتفاع مستمر، فقد ارتفع معدل الزيادة السنوية من ٠,٣ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٠٠م، إلى ٠,٣٤ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٠٠، ١٩٥٨م، وإلى ١,١٧ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٥٨، ١٩٨٨، ثم انخفض ليبلغ ١,١١ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٨٨، ١٩٩٧.

وتشير القياسات أن ما يتراوح بين ١٦٨، ١٩٨ بليون طن من ثانى أكسيد الكربون انطلقت بواسطة احتراق الوقود خلال الفترة بين عامى ١٨٦٠، ١٩٨٤م، بمعدل سنوى يبلغ نحو ٥,٣ بليون طن فى المتوسط، وتعد المحيطات مخفض رئيسى لنسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو، فهى قادرة على امتصاص ما يعادل نصف هذه الكمية المذكورة، وقد حلل هذه العلاقة العديد من الباحثين باستخدام النماذج وطرق التحليل الآلى واتضح أن معدلات امتصاص المحيطات لثانى أكسيد الكربون فى الوقت الحاضر أصبحت أبطأ من ذى قبل وأن المحيطات كادت تحمل الطاقة القصوى منه، مما يعنى أن الزيادة فى نسبة تركيز الغاز سوف تستقر فى الغلاف الجوى بعد أن تتوقف المحيطات عن امتصاصه(١).

وتمتص جزئيات غاز ثانى أكسيد الكربون ثلاثة مجالات مختلفة من الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض: الأول يتراوح فيه طول الموجة بين ١,٦، ٢,٩ ميكرون، والثانى يتراوح فيه طول الموجة بين ٤,١، ٤,٥ ميكرون، والثالث يتراوح فيه طول الموجة بين ١٣,٨، ١٥,٤ ميكرون وتعنى الزيادة المستمرة فى

(١) Pearc. E. A., World Weather Guide - USA, 1990, p. 13.

نسب تركيز الغاز زيادة فى فعالية الاحتباس الحرارى الذى يسببه، وبالتالى ارتفاع حرارة الأرض.

غاز الميثان CH_4 :

هو أكثر الهيدروكربونات توفراً فى الغلاف الغازى، وينتج بشكل طبيعى عن فعل النشاط البيولوجى لبعض الأنواع البكتيرية التى تحلل المخلفات النباتية تحللاً لاهوائياً فى البرك والمستنقعات والبحيرات والمناطق الرطبة.

ووفقاً لتقديرات الهيئة الاستشارية الدولية للتغير المناخى (IPCC) ارتفع تركيز الميثان فى الهواء من حوالى ٨٠٠ جزء فى البليون عام ١٨٥٠ إلى حوالى ١٠٠٠ جزء فى البليون عام ١٩٠٠، إلى نحو ١٢٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٥٦م، إلى نحو ١٧٣٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٣.

ويتضح من ذلك أن نسب تركيز غاز الميثان فى الهواء فى ارتفاع سريع ومستمر، حيث أنها زادت بمقدار ٩٣٠ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٩٣م (١٤٣ عاماً) وهو ما يعادل نحو ١١٦,٢٪ من نسبته عام ١٨٥٠م، (مع بداية الثورة الصناعية) وأن نحو ٦٠٪ من مقدار هذه الزيادة حدثت خلال الفترة بين عامى ١٩٥٦، ١٩٩٣. وتراوح معدل الزيادة السنوية بين نحو ٤ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٠٠م، نحو ٤,٥ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٠٠، ١٩٥٦م، ثم ارتفع إلى نحو ١٣ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٥٦، ١٩٩٣م.

ونستنتج أيضاً أنه على الرغم من أن نسبة تركيز غاز الميثان فى الهواء (١,٧٣ جزء فى المليون عام ١٩٩٣م) أقل من نسبة تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون (٣٥٥ جزء فى المليون عام ١٩٩٣م) بنحو ٢٠٥ مرة إلا أن معدلات الزيادة السنوية لنسب تركيز غاز الميثان تفوق مثيلتها لنسب تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون بنحو ١٣ مرة، وهو ما يعكس النمو السريع لتركيز غاز الميثان فى الغلاف الجوى بالمقارنة بغاز ثانى أكسيد الكربون.

وترتبط الزيادة فى نسب تركيز غاز الميثان فى الهواء مع النمو المتزايد فى عدد سكان العالم (الذى تضاعف بمقدار مرة وربع خلال الفترة بين عامى ١٩٥٠، ١٩٩٤م حيث تشكل النفايات البشرية المصدر اليومى للميثان الناتج من عمليات تحلل مياه الصرف الصحى ونفايات المدن بالإضافة إلى نفايات حيوانات الرعى، وانبعاثه من عمليات التحلل النباتى فى مزارع الأرز، وحرق النباتات بغرض تنظيف التربة، أو احتراق الغابات، كما يتسرب من مناجم الفحم وخطوط الغاز الطبيعى وآبار النفط.

ويمتص غاز الميثان بقوة الأشعة الحرارية التى ترتد من سطح الأرض ذات الموجة ٧,٦٦ ميكرون وتفوق فعالية الجزئ الواحد من غاز الميثان فى امتصاص الحرارة وحدوث الاحتباس الحرارى فاعلية الجزئ الواحد من غاز ثانى أكسيد الكربون بما يتراوح بين ١١، ٢٠ مرة. لذلك تظهر أهمية الميثان كمسبب قوى للاحتباس الحرارى غير الطبيعى، وزيادة فعاليته فى ارتفاع حرارة الأرض.

أكسيد النيتروز N_2O :

هو أحد أكاسيد النيتروجين الناتجة عن سلسلة التفاعلات الطبيعية التى تحدث فى الغلاف الجوى ومن خلال الدورة الطبيعية للنيتروجين بفعل البكتيريا فى التربة وأكسدة المواد العضوية والنيتروجينية، تساعد الأشعة فوق البنفسجية والحرارة الشديدة الناتجة عن حدوث البرق على اتحاد النيتروجين والأكسجين فى الغلاف الجوى وإنتاج أكاسيد النيتروجين.

ولا توجد قياسات مبكرة لنسب تركيز أكسيد النيتروز فى الهواء، وقد تراوحت نسبته بين ٢٩٨ جزء فى البليون عام ١٩٧٦م، ٣٠١ جزء فى البليون عام ١٩٨٠م، ٣٠٥ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م. ويعنى ذلك أن مقدار الزيادة فى نسبة أكسيد النيتروز يبلغ ٧ أجزاء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٧٦، ١٩٩٥م وهو يعادل نحو ٠,٠٢٣ ٪ من نسبته عام ١٩٧٦م، وأن معدل الزيادة السنوية يبلغ ٠,٣٧ جزء فى البليون خلال الفترة نفسها.

وبمقارنة نسب التركيز ومعدل الزيادة السنوية لأكسيد النيتروز الموجود فى الهواء بمثيلتها بالنسبة لكل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان نستنتج أن نسبة كل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان تفوق نسبة أكسيد النيتروز بحوالى ١١٨٠ مرة، ٥,٧ مرة على الترتيب، وأن معدل الزيادة السنوية لكل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان يفوق معدل الزيادة السنوية لغاز أكسيد النيتروز بحوالى ٣ مرات، ٣٥ مرة على الترتيب. ويدل ذلك على انخفاض نسب أكسيد النيروز فى الهواء وبطء معدلات زيادته السنوية بالمقارنة بالغازات الأخرى.

وينبعث أكسيد النيتروز فى الهواء من مصادر بشرية متعددة فهو ينطلق من كل صور احتراق الوقود الأحفورى، ومن محركات السيارات حيث يشكل مايتراوح بين ٣٠٪، ٣٥٪ من إجمالى عادم السيارة، ومن احتراق الغاز الطبيعى وخامات النفط، والفحم، واحتراق الفضلات العضوية، ومن صناعات الزيوت والبلاستيك وإطارات السيارت والكاوتشوك، وصناعات النحاس ونترات الأمونيوم والجلود، ومن محطات تقطير المياه.

ويمتص أكسيد النيتروز الأشعة الحرارية التى ترتد من سطح الأرض والتى يتراوح طول موجاتها بين ٧ – ١٣ ميكرون وتفوق فعالية كل جزئ منه فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية كل جزئ من ثانى أكسيد الكربون بحوالى ٢٧٠ مرة وكل جزئ من الميثان بحوالى ١٧ مرة. وهو ما يعكس أهمية هذا الغاز كمسبب قوى للاحتباس الحرارى غير الطبيعى وزيادة فعاليته فى ارتفاع حرارة الأرض على الرغم من انخفاض نسبة تركيزه فى الهواء.

الأوزون O_3 :

يتكون جزئ الأوزون من اتحاد ثلاث ذرات أكسجين نتيجة عمليات طبيعية ضوئية كيميائية تتحد فيها ذرة أكسجين O مع جزىء من غاز الأكسجين O_2 فى ظل امتصاص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس، ويوجد نحو ٩٠٪ من

كمية الأوزون الموجود فى الغلاف الجوى فى طبقة الاستراتوسفير على ارتفاع يتراوح بين ٢٥، ٣٠ كيلو متر من سطح الأرض، أما النسبة الباقية فهى موجودة بالهواء المحيط بسطح الأرض فى التروبوسفير الأسفل بشكل طبيعى ناتج عن تفاعل كل من الأكسجين وأكاسيد النيتروجين وغاز الميثان مجتمعة فى وجود الأشعة الشمسية، ومعنى ذلك أنه فى حالة انبعاث هذه الغازات الثلاثة المذكورة بفعل الأنشطة البشرية فهى تعطى الفرصة لتكون الأوزون بالغلاف الجوى.

وتتراوح نسبة تركيز غاز الأوزون فى الهواء بين ٢٥ جزء فى البليون عام ١٩٠٠م، ٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م، بزيادة مقدارها ٢٥ جزء فى البليون وهو ما يعني أن نسبته تضاعفت عام ١٩٩٥ عما كانت عليه فى بداية القرن العشرين وبمعدل زيادة سنوية يبلغ نحو ٠,٢٦ جزء فى البليون، ويختلف الأوزون عن باقى غازات الاحتباس الحرارى فى كونه يمتص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس بالإضافة إلى امتصاصه للأشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٩، ١٠ ميكرون وهو يستخدم فى عديد من الصناعات الكيميائية، وفى معالجة مياه الصرف الصحى، وكمطهر فى تعقيم الغرف والملابس وحمامات السباحة والأدوات وإزالة الألوان والرائحة.

مركبات الكلوروفلوروكربون CFC_s :

وهى غازات صناعية تتبخر عند درجة حرارة تتراوح بين صفر، ٤٠°م تحت الصفر بدأ إنتاجها عام ١٩٢٠م لتستخدم فى صناعة المبردات وأجهزة التكييف، وكمادة دافعة فى علب الرش، ثم استخدمت بعد ذلك فى صناعة الرغوة بأجهزة إطفاء الحريق، وفى صناعة الفوم (اللدائن الرغوية)، وتنظيف الدوائر الكهربائية بالحواسب الآلية.

وقد تزايد إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون خلال النصف الأخير من القرن العشرين وعرفت باسم CFC-11، CFC-12 وبلغت كمياتها المنتجة مليون طن تقريباً عام ١٩٧٠م وارتفعت إلى نحو ١,١ مليون طن عام ١٩٨٨م وتبلغ نسبة

تركيز مركبى CFC-11، CFC-12 فى الهواء نحو ٠,٢٢ جزء فى البليون، ٠,٣٨ جزء فى البليون عام ١٩٨٥م على الترتيب.

وقد تبين أن لهذه المركبات دوراً كبيراً فى تآكل طبقة الأوزون بالاستراتوسفير، ولهذا السبب وقعت ٣٩ دولة تنتج هذه المركبات خلال مؤتمر مونتريال عام ١٩٨٧ بروتوكولاً يقضى بتجميد إنتاجها عند مستوى عام ١٩٨٦ وتخفيض إنتاجها بحوالى ٢٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٠، ثم بحوالى ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٩ ثم قررت ٨٧ دولة فى مؤتمر كوبنهاجن عام ١٩٩٢ تعجيل تخفيض إنتاج هذه المركبات بنسبة ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٦ بدلاً من عام ١٩٩٩ ، وتم تصنيع مركب آخر لا ينتج عنه أى تخريب للأوزون يعرف باسم CFC-1340 لكى يحل محل المركبات السابقة تدريجياً وأصبح بديلاً لها فى الصناعة منذ عام ١٩٩٣م.

وتمتص مركبات الكلوروفلوركربون الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يبلغ طول موجاتها ٨ ، ١٠ ميكرون وتفوق فاعلية الجزئ الواحد من هذه المركبات فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية الجزئ الواحد من ثانى أكسيد الكربون بحوالى عشرة آلاف مرة، وهى فعالية مرتفعة جداً تفوق فعالية الغازات الأخرى المسببة للاحتباس الحرارى.

بخار الماء:

يعد واحداً من أهم غازات الاحتباس الحرارى الذى يكاد لا يخلو منه الهواء فى أى مكان على سطح الأرض، وتتفاوت نسبته الموجودة فى الهواء من مكان إلى آخر حسب تباين مصدره (المسطحات المائية)، ومسبباته (درجة الحرارة)، وحركة الهواء (الرياح)، فتتراوح نسبته فى الهواء بين نحو ١ ٪ فى المناطق القطبية الباردة، نحو ٤ ٪ فى المناطق الرطبة.

ويعد وجود بخار الماء فى الهواء ذا أهمية بالغة لحدوث التفاعلات الكيمائية فى الجو، بالإضافة إلى كونه أحد غازات الاحتباس الحرارى حيث يمتص الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٥,٣، ٧,٧ ميكرون

كمية الأوزون الموجود فى الغلاف الجوى فى طبقة الاستراتوسفير على ارتفاع يتراوح بين ٢٥، ٣٠ كيلو متر من سطح الأرض، أما النسبة الباقية فهى موجودة بالهواء المحيط بسطح الأرض فى التروبوسفير الأسفل بشكل طبيعى ناتج عن تفاعل كل من الأكسجين وأكاسيد النيتروجين وغاز الميثان مجتمعة فى وجود الأشعة الشمسية، ومعنى ذلك أنه فى حالة انبعاث هذه الغازات الثلاثة المذكورة بفعل الأنشطة البشرية فهى تعطى الفرصة لتكون الأوزون بالغلاف الجوى.

وتتراوح نسبة تركيز غاز الأوزون فى الهواء بين ٢٥ جزء فى البليون عام ١٩٠٠م، ٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م، بزيادة مقدارها ٢٥ جزء فى البليون وهو ما يعنى أن نسبته تضاعفت عام ١٩٩٥ عما كانت عليه فى بداية القرن العشرين وبمعدل زيادة سنوية يبلغ نحو ٠,٢٦ جزء فى البليون، ويختلف الأوزون عن باقى غازات الاحتباس الحرارى فى كونه يمتص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس بالإضافة إلى امتصاصه للأشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٩، ١٠ ميكرون وهو يستخدم فى عديد من الصناعات الكيميائية، وفى معالجة مياه الصرف الصحى، وكمطهر فى تعقيم الغرف والملابس وحمامات السباحة والأدوات وإزالة الألوان والرائحة.

مركبات الكلوروفلوروكربون CFC_s :

وهى غازات صناعية تتبخر عند درجة حرارة تتراوح بين صفر، ٤٠°م تحت الصفر بدأ إنتاجها عام ١٩٢٠م لتستخدم فى صناعة المبردات وأجهزة التكييف، وكمادة دافعة فى علب الرش، ثم استخدمت بعد ذلك فى صناعة الرغوة بأجهزة إطفاء الحريق، وفى صناعة الفوم (اللدائن الرغوية)، وتنظيف الدوائر الكهربائية بالحواسب الآلية.

وقد تزايد إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون خلال النصف الأخير من القرن العشرين وعرفت باسم CFC-11، CFC-12 وبلغت كمياتها المنتجة مليون طن تقريباً عام ١٩٧٠م وارتفعت إلى نحو ١,١ مليون طن عام ١٩٨٨م وتبلغ نسبة

تركيز مركبى CFC-11، CFC-12 فى الهواء نحو ٠,٢٢ جزء فى البليون، ٠,٣٨ جزء فى البليون عام ١٩٨٥م على الترتيب.

وقد تبين أن لهذه المركبات دوراً كبيراً فى تآكل طبقة الأوزون بالاستراتوسفير، ولهذا السبب وقعت ٣٩ دولة تنتج هذه المركبات خلال مؤتمر مونتريال عام ١٩٨٧ بروتوكولاً يقضى بتجميد إنتاجها عند مستوى عام ١٩٨٦ وتخفيض إنتاجها بحوالى ٢٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٠، ثم بحوالى ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٩ ثم قررت ٨٧ دولة فى مؤتمر كوبنهاجن عام ١٩٩٢ تعجيل تخفيض إنتاج هذه المركبات بنسبة ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٦ بدلاً من عام ١٩٩٩ ، وتم تصنيع مركب آخر لا ينتج عنه أى تخريب للأوزون يعرف باسم CFC-1340 لكى يحل محل المركبات السابقة تدريجياً وأصبح بديلاً لها فى الصناعة منذ عام ١٩٩٣م.

وتمتص مركبات الكلوروفلوركربون الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يبلغ طول موجاتها ٨ ، ١٠ ميكرون وتفوق فاعلية الجزئ الواحد من هذه المركبات فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية الجزئ الواحد من ثانى أكسيد الكربون بحوالى عشرة آلاف مرة، وهى فعالية مرتفعة جداً تفوق فعالية الغازات الأخرى المسببة للاحتباس الحرارى.

بخار الماء:

يعد واحداً من أهم غازات الاحتباس الحرارى الذى يكاد لا يخلو منه الهواء فى أى مكان على سطح الأرض، وتتفاوت نسبته الموجودة فى الهواء من مكان إلى آخر حسب تباين مصدره (المسطحات المائية)، ومسبباته (درجة الحرارة)، وحركة الهواء (الرياح)، فتتراوح نسبته فى الهواء بين نحو ١ ٪ فى المناطق القطبية الباردة، نحو ٤ ٪ فى المناطق الرطبة.

ويعد وجود بخار الماء فى الهواء ذا أهمية بالغة لحدوث التفاعلات الكيمائية فى الجو، بالإضافة إلى كونه أحد غازات الاحتباس الحرارى حيث يمتص الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٥,٣، ٧,٧ ميكرون

المحاضرة الحادي عشر

الفصل الثاني عشر

مشكلة الاحتباس الحراري

- مقدمة
- التوازن الحراري لسطح الأرض
- الاحتباس الحراري غير الطبيعي
- الآثار البيئية المرتبطة بزيادة فعالية الاحتباس الحراري
- ارتفاع مستوي سطح البحر وانحسار الجليد
- الآثار المستقبلية
- الأبعاد الاقتصادية المرتبطة بزيادة فعالية الاحتباس الحراري
- الأبعاد السياسية لزيادة فعالية الاحتباس الحراري

مقدمة :

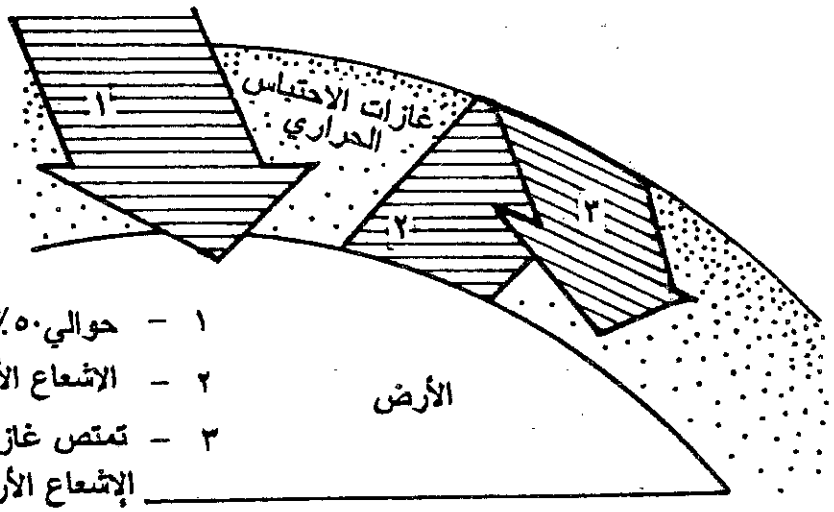
تؤثر الطبقة السفلى للغلاف الجوى (التروبوسفير) فى سطح الأرض وتتأثر به، وهما يكونان معاً وسطاً بيئياً تعيش فيه الكائنات الحية تتنفس الهواء فى ظل توازن ملائم من الضغط والحرارة والمركب الغازى.

وتشكل العناصر الغازية للغلاف الجوى وسطاً ناقلاً للإشعاع الشمسى المتجه إلى سطح الأرض والذى لا يتعدى نصف الجزء من البليون من جملة الإشعاع الذى تطلقه الشمس، وتتسم جزئيات بعض غازات الغلاف الجوى وهى ثانى أكسيد الكربون، الميثان، أكسيد النيتروز، الأوزون، وبخار الماء بخاصية طبيعية تجعلها تسمح بمرور الأشعة ذات الموجات القصيرة والمتوسطة الآتية من الشمس إلى سطح الأرض ولا تسمح بمرور الأشعة الحرارية ذات الموجات الطويلة الواردة من سطح الأرض نحو الفضاء فتمتص ما يعادل نحو ٩١ ٪ منها، ثم تبثها مرة أخرى نحو سطح الأرض مما يؤدى إلى تراكمها واحتباسها بالقرب من سطح الأرض فتتسبب فى تسخين الهواء المحيط به وهو ما يعرف باسم الاحتباس الحرارى. شكل رقم (٧٢).

ويعد الاحتباس الحرارى ظاهرة طبيعية تنظم الاشعاع الشمسى والأرضى وتتسبب فى دفء الأرض وحفظ حرارتها، وهى أساس جميع الظواهر الجوية المؤثرة فى سطح الأرض. وهى تشبه تماماً ما يحدث داخل البيوت المحمية الزراعية Greenhouse التى يسمح فيها الزجاج أو البلاستيك المغلف لها بمرور الأشعة الشمسية ذات الموجات القصيرة ولا يسمح بتسرب الأشعة الحرارية المرتدة ذات الموجات الطويلة نحو الفضاء فتظل حبيسة مسببة ارتفاعاً فى درجة الحرارة، ولهذا السبب أطلق على ظاهرة الاحتباس الحرارى مصطلح Greenhouse Effect .

التوازن الحراري لسطح الأرض :

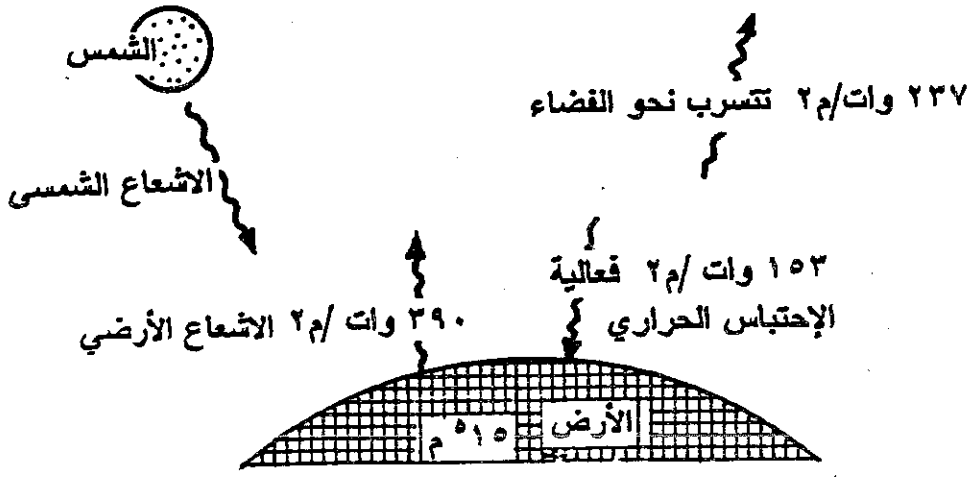
لكل من الغازات المسببة للاحتباس الحرارى دورته الطبيعية التى ينتقل خلالها بين مكونات سطح الأرض (صخور، نبات، حيوان، مسطحات مائية)



١ – حوالي ٥٠٪ من الإشعاع الشمسي يؤثر في الأرض .
٢ – الاشعاع الأرضي
٣ – تمتص غازات الإحتباس الحراري ٩١٪ من الإشعاع الأرضي وتعيد إنبعاثه نحو الأرض .

شكل رقم (٧٢) ظاهرة الاحتباس الحراري

ومكونات الغلاف الجوى (الغازات والمواد العالقة) ثم سطح الأرض مرة أخرى وهكذا، ويعد ثبات كل من نسب تركيز هذه الغازات، كمية الإشعاع التى يكتسبها سطح الأرض وكمية الإشعاع التى تنعكس منه (الألبيدو) أو يرتد منه (الإشعاع الأرضى) شرطاً أساسياً لبقاء حرارة سطح الأرض وجوها ثابتاً تقريباً من عام إلى آخر. وتقدر كمية الطاقة التى ترتد من كل متر مربع من سطح الأرض بعد اكتسابه للإشعاع الشمسى بنحو ٣٩٠ وات[١]، يتسرب منها حوالى ٢٣٧ وات إلى الفضاء، وتقوم غازات الاحتباس الحرارى بإعادة بث ١٥٣ وات مرة أخرى إلى سطح الأرض. شكل رقم (٧٣) . وهذه الكمية من الطاقة الحرارية هى المسئولة عن حفظ حرارة سطح الأرض عند متوسط ١٥°م، ولولا هذه الفعالية للاحتباس الحرارى لأصبحت درجة حرارة الأرض ٢٣°م تحت الصفر[٢] .



شكل رقم (٧٣) التوازن الحراري لسطح الأرض

---

(١) الوات هو وحدة قياس كمية الطاقة المتولدة كل ثانية.

(٢) Gribbin, op.cit.p. 130

وفى حالة حدوث أى تغير فى نسب تركيز غازات الاحتباس الحرارى أو فى مقدارها الذى يطلقه كل من الغلاف الصخرى، الغلاف الحيوى، والمسطحات المائية، فإن الدورة الطبيعية لكل غاز يضطرب معها التوازن الحرارى لسطح الأرض وبالتالى صافى الطاقة التى يسببها الاحتباس الحرارى أو صافى التسخين الذى يتعرض له سطح الأرض ولهذا السبب تحدث التغيرات المناخية.

فقد أرجع «جون تيندال» (عام ١٨٦٠م) سبب حدوث العصور الجليدية السابقة إلى انخفاض نسبة ثانى أكسيد الكربون فى الغلاف الجوى آنذاك وبالتالى ضعف فاعلية الاحتباس الحرارى. كما أثبت توماس تشمبرلين (عام ١٨٩٩م) وجود علاقة قوية بين التغير فى مستوى سطح البحر (بسبب تقدم وانحسار الغطاءات الجليدية) والتغير فى نسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو وفاعلية الاحتباس الحرارى فى العصور السابقة. فعندما ترتفع نسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو تزيد فعالية الاحتباس الحرارى و تتجه الأرض نحو التسخين فتنحسر الغطاءات الجليدية ويرتفع مستوى سطح البحر. والعكس صحيح(١).

الاحتباس الحراري غير الطبيعي Unnatural Greenhouse Effect :

ويقصد به الاحتباس الحرارى الناتج بفعل الغازات المنبعثة من مصادر بشرية، فمع بداية الثورة الصناعية فى النصف الأخير من القرن التاسع عشر وتطور مستويات التكنولوجيا بمعدلات سريعة بعد ذلك تعددت صور استغلال الإنسان لموارد بيئته لإشباع رغباته، وتوفير متطلباته وقام بتبديل بعض صور استغلال الأرض، فبغرض زراعة المحاصيل أزيلت مساحات من الغابات واستصلحت أجزاء من الصحارى وجففت عديد من البحيرات والمستنقعات واقتطعت مساحات من البحار والمحيطات، وبغرض الاستفادة من موارد الطاقة انتشرت آبار البترول فى الصحارى والسهول الساحلية والرفارف القارية وأقيمت المعامل الضخمة لتكرير البترول وتصنيع البتروكيماويات وظهرت المدن التعدينية

---

(١) Gribbin, J., op. cit., pp. 30 - 31.

الصناعية ودارت آلات الاحتراق فى المصانع ومحركات توليد الطاقة الكهربائية وأفران الحديد والصلب وانتشرت المفاعلات النووية، وغيرها من صور استغلال الأرض.

ونتيجة لهذا النشاط المتنامى والتغير فى صور استغلال الأرض اضطرب النظام البيئى وتغيرت خصائصه، فتغيرت خصائص الهواء ونسب مكوناته الغازية وبالتالى نسب امتصاص وانعكاس وبث الأشعة الشمسية وهى فى طريقها إلى سطح الأرض عبر المكونات الغازية للهواء المحيط به، وكذا نسب انعكاس وارتداد الأشعة الحرارية من سطح الأرض إلى الفضاء الخارجى، مما تسبب فى اضطراب التوازن الحرارى عند سطح الأرض، الأمر الذى أدى بدوره إلى حدوث تقلبات مناخية مفاجئة، وأخرى تتنامى على المدى الطويل وتنذر بالخطر خلال العقود القليلة القادمة، ولكل منها آثار بيئية مدمرة اعتبرها البعض من أعنف الكوارث الطبيعية التى تواجه الكرة الأرضية فى الوقت الحاضر.

وللتعرف على مدى التغير الذى طرأ على مستويات الغازات المسببة للاحتباس الحرارى منذ الثورة الصناعية. سوف نقوم بدراسة كل منها على النحو التالى:

غاز ثاني أكسيد الكربون CO_2 :

إذا كان الأكسجين هو أساس الحياة على سطح الأرض فإن ثانى أكسيد الكربون لا يقل عنه أهمية بالنسبة لها ففضلاً عن كونهما يشكلان طرفى كلٍ من عملية التنفس لدى جميع الكائنات الحية وعملية التمثيل الضوئى لدى الكائنات النباتية تتمثل أهمية ثانى أكسيد الكربون فى كونه عامل الربط بين عناصر البيئة الطبيعية، فعندما يمتصه النبات الأرضى والبحرى خلال عملية التمثيل الضوئى ثم يطلقه خلال عملية التنفس (الليلى) يتحد مع مياه الأمطار مكوناً حمض الكربونيك الذى يتسرب خلال صخور القشرة الأرضية ويؤثر بشكل كبير فى مركبات الكالسيوم والسليكون والأكسجين مجتمعة، وينتج الكربونات والبيكربونات

التى تتجه نحو مياه البحار والمحيطات التى لها قدرة كبيرة على امتصاصه أيضاً من الهواء المحيط بها فتقوم الكائنات البحرية ببناء عظامها وأصدافها وقشورها، وتصبح بعد فترة ارسابات غنية بالكربون تتعرض للضغط والحرارة والاختلاط بالمعادن الأخرى فيخرج ثانى أكسيد الكربون للسطح والغلاف الجوى خلال الأنشطة البركانية والتكتونية ليدور دورة أخرى.

وتتعادل الكمية الطبيعية لثانى أكسيد الكربون الموجود فى الغلاف الجوى المنطلقة من الأنشطة البركانية والتكتونية مع كميته التى يمتصها كل من النبات الطبيعى والبحار والمحيطات(١) وهذا التوازن الطبيعى فى كمية ثانى أكسيد الكربون هو السبب الرئيسى الذى أدى لبقاء حرارة سطح الأرض ثابتة منذ عشرة الاف سنة تقريباً.

وعندما بدأ الإنسان مع بداية الثورة الصناعية يستخدم الأخشاب والفحم والوقود الأحفورى فى إدارة الآلات والمحركات، انطلق منها غاز ثانى أكسيد الكربون نحو الغلاف الجوى حيث أنه يشكل نحو ٢١ ٪ من مجموع الغازات المتصاعدة من عمليات احتراق الوقود الأحفورى. وعندما قام بإزالة الغابات تسبب فى استقرار ثانى أكسيد الكربون الذى كانت تستهلكه أشجارها خلال عملية التمثيل الضوئى فى الهواء، وانطلق من ترباتها التى يشكل الكربون حوالى ٥٠ ٪ من محتواها.

ولقد تنبه الكثير من الباحثين بالعلاقة بين تزايد استهلاك موارد الوقود فى الأنشطة البشرية وارتفاع نسب تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون فى الجو، ولذلك توفرت قياسات دقيقة لنسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء منذ النصف الأخير من القرن التاسع عشر، عندما كانت نسبته حوالى ٢٨٠ جزء فى المليون عام ١٨٥٠م، ثم بلغت نحو ٢٩٥ جزء فى المليون عام ١٩٠٠م ، ونحو ٣١٥ جزء فى المليون عام ١٩٥٨م وارتفعت إلى نحو ٣٦٠ جزء فى المليون عام ١٩٩٧م.

---

(١) Peixoto, p., & Oort, H., op. cit., p. 434.

وتدل النسب السابقة أن تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء فى ارتفاع مستمر وأن نسبته زادت بمقدار ٨٠ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٩٧م (١٤٧ عاماً)، وهو ما يعادل نحو ٢٨,٦ ٪ من نسبته عام ١٨٥٠م، وأن نحو ٥٦,٣ ٪ من مقدار هذه الزيادة حدث فى الأربعين سنة الأخيرة (١٩٥٨ – ١٩٩٧م). كما يتضح أيضاً أن معدلات الزيادة السنوية فى نسب تركيز الغاز فى ارتفاع مستمر، فقد ارتفع معدل الزيادة السنوية من ٠,٣ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٠٠م، إلى ٠,٣٤ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٠٠، ١٩٥٨م، وإلى ١,١٧ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٥٨، ١٩٨٨، ثم انخفض ليبلغ ١,١١ جزء فى المليون خلال الفترة بين عامى ١٩٨٨، ١٩٩٧.

وتشير القياسات أن ما يتراوح بين ١٦٨، ١٩٨ بليون طن من ثانى أكسيد الكربون انطلقت بواسطة احتراق الوقود خلال الفترة بين عامى ١٨٦٠، ١٩٨٤م، بمعدل سنوى يبلغ نحو ٥,٣ بليون طن فى المتوسط، وتعد المحيطات مخفض رئيسى لنسب تركيز ثانى أكسيد الكربون فى الجو، فهى قادرة على امتصاص ما يعادل نصف هذه الكمية المذكورة، وقد حلل هذه العلاقة العديد من الباحثين باستخدام النماذج وطرق التحليل الآلى واتضح أن معدلات امتصاص المحيطات لثانى أكسيد الكربون فى الوقت الحاضر أصبحت أبطأ من ذى قبل وأن المحيطات كادت تحمل الطاقة القصوى منه، مما يعنى أن الزيادة فى نسبة تركيز الغاز سوف تستقر فى الغلاف الجوى بعد أن تتوقف المحيطات عن امتصاصه(١).

وتمتص جزئيات غاز ثانى أكسيد الكربون ثلاثة مجالات مختلفة من الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض: الأول يتراوح فيه طول الموجة بين ١,٦، ٢,٩ ميكرون، والثانى يتراوح فيه طول الموجة بين ٤,١، ٤,٥ ميكرون، والثالث يتراوح فيه طول الموجة بين ١٣,٨، ١٥,٤ ميكرون وتعنى الزيادة المستمرة فى

(١) Pearc. E. A., World Weather Guide - USA, 1990, p. 13.

نسب تركيز الغاز زيادة فى فعالية الاحتباس الحرارى الذى يسببه، وبالتالى ارتفاع حرارة الأرض.

غاز الميثان CH_4 :

هو أكثر الهيدروكربونات توفراً فى الغلاف الغازى، وينتج بشكل طبيعى عن فعل النشاط البيولوجى لبعض الأنواع البكتيرية التى تحلل المخلفات النباتية تحللاً لاهوائياً فى البرك والمستنقعات والبحيرات والمناطق الرطبة.

ووفقاً لتقديرات الهيئة الاستشارية الدولية للتغير المناخى (IPCC) ارتفع تركيز الميثان فى الهواء من حوالى ٨٠٠ جزء فى البليون عام ١٨٥٠ إلى حوالى ١٠٠٠ جزء فى البليون عام ١٩٠٠، إلى نحو ١٢٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٥٦م، إلى نحو ١٧٣٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٣.

ويتضح من ذلك أن نسب تركيز غاز الميثان فى الهواء فى ارتفاع سريع ومستمر، حيث أنها زادت بمقدار ٩٣٠ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٩٣م (١٤٣ عاماً) وهو ما يعادل نحو ١١٦,٢٪ من نسبته عام ١٨٥٠م، (مع بداية الثورة الصناعية) وأن نحو ٦٠٪ من مقدار هذه الزيادة حدثت خلال الفترة بين عامى ١٩٥٦، ١٩٩٣. وتراوح معدل الزيادة السنوية بين نحو ٤ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٨٥٠، ١٩٠٠م، نحو ٤,٥ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٠٠، ١٩٥٦م، ثم ارتفع إلى نحو ١٣ جزء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٥٦، ١٩٩٣م.

ونستنتج أيضاً أنه على الرغم من أن نسبة تركيز غاز الميثان فى الهواء (١,٧٣ جزء فى المليون عام ١٩٩٣م) أقل من نسبة تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون (٣٥٥ جزء فى المليون عام ١٩٩٣م) بنحو ٢٠٥ مرة إلا أن معدلات الزيادة السنوية لنسب تركيز غاز الميثان تفوق مثيلتها لنسب تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون بنحو ١٣ مرة، وهو ما يعكس النمو السريع لتركيز غاز الميثان فى الغلاف الجوى بالمقارنة بغاز ثانى أكسيد الكربون.

وترتبط الزيادة فى نسب تركيز غاز الميثان فى الهواء مع النمو المتزايد فى عدد سكان العالم (الذى تضاعف بمقدار مرة وربع خلال الفترة بين عامى ١٩٥٠، ١٩٩٤م حيث تشكل النفايات البشرية المصدر اليومى للميثان الناتج من عمليات تحلل مياه الصرف الصحى ونفايات المدن بالإضافة إلى نفايات حيوانات الرعى، وانبعاثه من عمليات التحلل النباتى فى مزارع الأرز، وحرق النباتات بغرض تنظيف التربة، أو احتراق الغابات، كما يتسرب من مناجم الفحم وخطوط الغاز الطبيعى وآبار النفط.

ويمتص غاز الميثان بقوة الأشعة الحرارية التى ترتد من سطح الأرض ذات الموجة ٧,٦٦ ميكرون وتفوق فعالية الجزئ الواحد من غاز الميثان فى امتصاص الحرارة وحدوث الاحتباس الحرارى فاعلية الجزئ الواحد من غاز ثانى أكسيد الكربون بما يتراوح بين ١١، ٢٠ مرة. لذلك تظهر أهمية الميثان كمسبب قوى للاحتباس الحرارى غير الطبيعى، وزيادة فعاليته فى ارتفاع حرارة الأرض.

أكسيد النيتروز N_2O :

هو أحد أكاسيد النيتروجين الناتجة عن سلسلة التفاعلات الطبيعية التى تحدث فى الغلاف الجوى ومن خلال الدورة الطبيعية للنيتروجين بفعل البكتيريا فى التربة وأكسدة المواد العضوية والنيتروجينية، تساعد الأشعة فوق البنفسجية والحرارة الشديدة الناتجة عن حدوث البرق على اتحاد النيتروجين والأكسجين فى الغلاف الجوى وإنتاج أكاسيد النيتروجين.

ولا توجد قياسات مبكرة لنسب تركيز أكسيد النيتروز فى الهواء، وقد تراوحت نسبته بين ٢٩٨ جزء فى البليون عام ١٩٧٦م، ٣٠١ جزء فى البليون عام ١٩٨٠م، ٣٠٥ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م. ويعنى ذلك أن مقدار الزيادة فى نسبة أكسيد النيتروز يبلغ ٧ أجزاء فى البليون خلال الفترة بين عامى ١٩٧٦، ١٩٩٥م وهو يعادل نحو ٠,٠٢٣ ٪ من نسبته عام ١٩٧٦م، وأن معدل الزيادة السنوية يبلغ ٠,٣٧ جزء فى البليون خلال الفترة نفسها.

وبمقارنة نسب التركيز ومعدل الزيادة السنوية لأكسيد النيتروز الموجود فى الهواء بمثيلتها بالنسبة لكل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان نستنتج أن نسبة كل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان تفوق نسبة أكسيد النيتروز بحوالى ١١٨٠ مرة، ٥,٧ مرة على الترتيب، وأن معدل الزيادة السنوية لكل من غاز ثانى أكسيد الكربون وغاز الميثان يفوق معدل الزيادة السنوية لغاز أكسيد النيتروز بحوالى ٣ مرات، ٣٥ مرة على الترتيب. ويدل ذلك على انخفاض نسب أكسيد النيروز فى الهواء وبطء معدلات زيادته السنوية بالمقارنة بالغازات الأخرى.

وينبعث أكسيد النيتروز فى الهواء من مصادر بشرية متعددة فهو ينطلق من كل صور احتراق الوقود الأحفورى، ومن محركات السيارات حيث يشكل مايتراوح بين ٣٠٪، ٣٥٪ من إجمالى عادم السيارة، ومن احتراق الغاز الطبيعى وخامات النفط، والفحم، واحتراق الفضلات العضوية، ومن صناعات الزيوت والبلاستيك وإطارات السيارت والكاوتشوك، وصناعات النحاس ونترات الأمونيوم والجلود، ومن محطات تقطير المياه.

ويمتص أكسيد النيتروز الأشعة الحرارية التى ترتد من سطح الأرض والتى يتراوح طول موجاتها بين ٧ – ١٣ ميكرون وتفوق فعالية كل جزئ منه فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية كل جزئ من ثانى أكسيد الكربون بحوالى ٢٧٠ مرة وكل جزئ من الميثان بحوالى ١٧ مرة. وهو ما يعكس أهمية هذا الغاز كمسبب قوى للاحتباس الحرارى غير الطبيعى وزيادة فعاليته فى ارتفاع حرارة الأرض على الرغم من انخفاض نسبة تركيزه فى الهواء.

الأوزون O_3 :

يتكون جزئ الأوزون من اتحاد ثلاث ذرات أكسجين نتيجة عمليات طبيعية ضوئية كيميائية تتحد فيها ذرة أكسجين O مع جزىء من غاز الأكسجين O_2 فى ظل امتصاص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس، ويوجد نحو ٩٠٪ من

كمية الأوزون الموجود فى الغلاف الجوى فى طبقة الاستراتوسفير على ارتفاع يتراوح بين ٢٥، ٣٠ كيلو متر من سطح الأرض، أما النسبة الباقية فهى موجودة بالهواء المحيط بسطح الأرض فى التروبوسفير الأسفل بشكل طبيعى ناتج عن تفاعل كل من الأكسجين وأكاسيد النيتروجين وغاز الميثان مجتمعة فى وجود الأشعة الشمسية، ومعنى ذلك أنه فى حالة انبعاث هذه الغازات الثلاثة المذكورة بفعل الأنشطة البشرية فهى تعطى الفرصة لتكون الأوزون بالغلاف الجوى.

وتتراوح نسبة تركيز غاز الأوزون فى الهواء بين ٢٥ جزء فى البليون عام ١٩٠٠م، ٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م، بزيادة مقدارها ٢٥ جزء فى البليون وهو ما يعني أن نسبته تضاعفت عام ١٩٩٥ عما كانت عليه فى بداية القرن العشرين وبمعدل زيادة سنوية يبلغ نحو ٠,٢٦ جزء فى البليون، ويختلف الأوزون عن باقى غازات الاحتباس الحرارى فى كونه يمتص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس بالإضافة إلى امتصاصه للأشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٩، ١٠ ميكرون وهو يستخدم فى عديد من الصناعات الكيميائية، وفى معالجة مياه الصرف الصحى، وكمطهر فى تعقيم الغرف والملابس وحمامات السباحة والأدوات وإزالة الألوان والرائحة.

مركبات الكلوروفلوروكربون CFC_s :

وهى غازات صناعية تتبخر عند درجة حرارة تتراوح بين صفر، ٤٠°م تحت الصفر بدأ إنتاجها عام ١٩٢٠م لتستخدم فى صناعة المبردات وأجهزة التكييف، وكمادة دافعة فى علب الرش، ثم استخدمت بعد ذلك فى صناعة الرغوة بأجهزة إطفاء الحريق، وفى صناعة الفوم (اللدائن الرغوية)، وتنظيف الدوائر الكهربائية بالحواسب الآلية.

وقد تزايد إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون خلال النصف الأخير من القرن العشرين وعرفت باسم CFC-11، CFC-12 وبلغت كمياتها المنتجة مليون طن تقريباً عام ١٩٧٠م وارتفعت إلى نحو ١,١ مليون طن عام ١٩٨٨م وتبلغ نسبة

تركيز مركبى CFC-11، CFC-12 فى الهواء نحو ٠,٢٢ جزء فى البليون، ٠,٣٨ جزء فى البليون عام ١٩٨٥م على الترتيب.

وقد تبين أن لهذه المركبات دوراً كبيراً فى تآكل طبقة الأوزون بالاستراتوسفير، ولهذا السبب وقعت ٣٩ دولة تنتج هذه المركبات خلال مؤتمر مونتريال عام ١٩٨٧ بروتوكولاً يقضى بتجميد إنتاجها عند مستوى عام ١٩٨٦ وتخفيض إنتاجها بحوالى ٢٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٠، ثم بحوالى ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٩ ثم قررت ٨٧ دولة فى مؤتمر كوبنهاجن عام ١٩٩٢ تعجيل تخفيض إنتاج هذه المركبات بنسبة ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٦ بدلاً من عام ١٩٩٩ ، وتم تصنيع مركب آخر لا ينتج عنه أى تخريب للأوزون يعرف باسم CFC-1340 لكى يحل محل المركبات السابقة تدريجياً وأصبح بديلاً لها فى الصناعة منذ عام ١٩٩٣م.

وتمتص مركبات الكلوروفلوركربون الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يبلغ طول موجاتها ٨ ، ١٠ ميكرون وتفوق فاعلية الجزئ الواحد من هذه المركبات فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية الجزئ الواحد من ثانى أكسيد الكربون بحوالى عشرة آلاف مرة، وهى فعالية مرتفعة جداً تفوق فعالية الغازات الأخرى المسببة للاحتباس الحرارى.

بخار الماء:

يعد واحداً من أهم غازات الاحتباس الحرارى الذى يكاد لا يخلو منه الهواء فى أى مكان على سطح الأرض، وتتفاوت نسبته الموجودة فى الهواء من مكان إلى آخر حسب تباين مصدره (المسطحات المائية)، ومسبباته (درجة الحرارة)، وحركة الهواء (الرياح)، فتتراوح نسبته فى الهواء بين نحو ١ ٪ فى المناطق القطبية الباردة، نحو ٤ ٪ فى المناطق الرطبة.

ويعد وجود بخار الماء فى الهواء ذا أهمية بالغة لحدوث التفاعلات الكيمائية فى الجو، بالإضافة إلى كونه أحد غازات الاحتباس الحرارى حيث يمتص الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٥,٣، ٧,٧ ميكرون

كمية الأوزون الموجود فى الغلاف الجوى فى طبقة الاستراتوسفير على ارتفاع يتراوح بين ٢٥، ٣٠ كيلو متر من سطح الأرض، أما النسبة الباقية فهى موجودة بالهواء المحيط بسطح الأرض فى التروبوسفير الأسفل بشكل طبيعى ناتج عن تفاعل كل من الأكسجين وأكاسيد النيتروجين وغاز الميثان مجتمعة فى وجود الأشعة الشمسية، ومعنى ذلك أنه فى حالة انبعاث هذه الغازات الثلاثة المذكورة بفعل الأنشطة البشرية فهى تعطى الفرصة لتكون الأوزون بالغلاف الجوى.

وتتراوح نسبة تركيز غاز الأوزون فى الهواء بين ٢٥ جزء فى البليون عام ١٩٠٠م، ٥٠ جزء فى البليون عام ١٩٩٥م، بزيادة مقدارها ٢٥ جزء فى البليون وهو ما يعنى أن نسبته تضاعفت عام ١٩٩٥ عما كانت عليه فى بداية القرن العشرين وبمعدل زيادة سنوية يبلغ نحو ٠,٢٦ جزء فى البليون، ويختلف الأوزون عن باقى غازات الاحتباس الحرارى فى كونه يمتص الأشعة فوق البنفسجية الآتية من الشمس بالإضافة إلى امتصاصه للأشعة الحرارية المنبعثة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٩، ١٠ ميكرون وهو يستخدم فى عديد من الصناعات الكيميائية، وفى معالجة مياه الصرف الصحى، وكمطهر فى تعقيم الغرف والملابس وحمامات السباحة والأدوات وإزالة الألوان والرائحة.

مركبات الكلوروفلوروكربون CFC_s :

وهى غازات صناعية تتبخر عند درجة حرارة تتراوح بين صفر، ٤٠°م تحت الصفر بدأ إنتاجها عام ١٩٢٠م لتستخدم فى صناعة المبردات وأجهزة التكييف، وكمادة دافعة فى علب الرش، ثم استخدمت بعد ذلك فى صناعة الرغوة بأجهزة إطفاء الحريق، وفى صناعة الفوم (اللدائن الرغوية)، وتنظيف الدوائر الكهربائية بالحواسب الآلية.

وقد تزايد إنتاج مركبات الكلوروفلوروكربون خلال النصف الأخير من القرن العشرين وعرفت باسم CFC-11، CFC-12 وبلغت كمياتها المنتجة مليون طن تقريباً عام ١٩٧٠م وارتفعت إلى نحو ١,١ مليون طن عام ١٩٨٨م وتبلغ نسبة

تركيز مركبى CFC-11، CFC-12 فى الهواء نحو ٠,٢٢ جزء فى البليون، ٠,٣٨ جزء فى البليون عام ١٩٨٥م على الترتيب.

وقد تبين أن لهذه المركبات دوراً كبيراً فى تآكل طبقة الأوزون بالاستراتوسفير، ولهذا السبب وقعت ٣٩ دولة تنتج هذه المركبات خلال مؤتمر مونتريال عام ١٩٨٧ بروتوكولاً يقضى بتجميد إنتاجها عند مستوى عام ١٩٨٦ وتخفيض إنتاجها بحوالى ٢٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٠، ثم بحوالى ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٩ ثم قررت ٨٧ دولة فى مؤتمر كوبنهاجن عام ١٩٩٢ تعجيل تخفيض إنتاج هذه المركبات بنسبة ٥٠ ٪ بحلول عام ١٩٩٦ بدلاً من عام ١٩٩٩ ، وتم تصنيع مركب آخر لا ينتج عنه أى تخريب للأوزون يعرف باسم CFC-1340 لكى يحل محل المركبات السابقة تدريجياً وأصبح بديلاً لها فى الصناعة منذ عام ١٩٩٣م.

وتمتص مركبات الكلوروفلوركربون الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يبلغ طول موجاتها ٨ ، ١٠ ميكرون وتفوق فاعلية الجزئ الواحد من هذه المركبات فى حدوث الاحتباس الحرارى فعالية الجزئ الواحد من ثانى أكسيد الكربون بحوالى عشرة آلاف مرة، وهى فعالية مرتفعة جداً تفوق فعالية الغازات الأخرى المسببة للاحتباس الحرارى.

بخار الماء:

يعد واحداً من أهم غازات الاحتباس الحرارى الذى يكاد لا يخلو منه الهواء فى أى مكان على سطح الأرض، وتتفاوت نسبته الموجودة فى الهواء من مكان إلى آخر حسب تباين مصدره (المسطحات المائية)، ومسبباته (درجة الحرارة)، وحركة الهواء (الرياح)، فتتراوح نسبته فى الهواء بين نحو ١ ٪ فى المناطق القطبية الباردة، نحو ٤ ٪ فى المناطق الرطبة.

ويعد وجود بخار الماء فى الهواء ذا أهمية بالغة لحدوث التفاعلات الكيمائية فى الجو، بالإضافة إلى كونه أحد غازات الاحتباس الحرارى حيث يمتص الأشعة الحرارية المرتدة من سطح الأرض التى يتراوح طولها بين ٥,٣، ٧,٧ ميكرون

المحاضرة الخامسة

الفصل الخامس

الريـــــــاح

The Wind

- تعريف الرياح.
- حركة الهواء الرأسية.

العوامل المؤثرة في حركة الهواء الرأسية.

١- الرفع الديناميكي.

٢- الرفع الحراري.

٣- تشعب الهواء أفقياً أو تقابله.

٤- اعتراض المرتفعات.

- حركة الهواء الأفقية.

العوامل المؤثرة في اتجاه وسرعة الرياح الأفقية.

١- قوة انحدار الضغط الجوي.

٢- تأثير دوران الأرض حول محورها (قوة كوريولس).

٣- قوة الاحتكاك.

٤- قوة الجذب المركزية.

- الدورة الهوائية العامة على سطح الأرض.
  - الرياح الدائمة أو المنتظمة.
  - الرياح الموسمية.
  - الرياح المحلية.
- قياس اتجاه وسرعة الرياح.

تعريف الرياح

تعد الرياح مظهراً من مظاهر تدفق الطاقة على سطح الأرض، فعندما تتدفق الطاقة الشمسية نحو سطح الأرض وتؤثر فيه يحولها إلى طاقة حرارية تتسبب فى رفع درجة حرارة الهواء الملامس له ونشاط عملية التبخر ،وبالتالى تتباين كثافة الهواء وضغطه ومن ثم يتحرك الهواء أفقياً ورأسياً، وتسهم حركته أيضاً فى توزيع درجة الحرارة وبخار الماء وانتقال الطاقة كما يحدث عندما تصطدم الرياح بمستوى الماء بالمسطحات المائية فتتموج ويتوافق كل من طول الموجة وارتفاعها مع قوة الرياح. **فالرياح إذن هي الهواء المتحرك الذي ينشأ بفعل التباين في كثافة الهواء والضغط الجوي.**

وقد تبين لنا من دراسة الضغط الجوى أن الهواء يتحرك رأسياً، فيكون صاعداً عند مناطق الضغط المنخفض، وهابطاً عند مناطق الضغط المرتفع، ويتحرك الهواء أيضاً أفقياً فوق سطح الأرض من مناطق الضغط المرتفع نحو مناطق الضغط المنخفض. ومن الصعب الفصل بين حركة الهواء الأفقية وحركته الرأسية فهما يشتركان معاً فى آلية واحدة تعرف بالدورة الهوائية العامة على سطح الكرة الأرضية أو دورة الغلاف الجوى Global Circulation of the Atmosphere وهى منظومة بيئية هيأها الله سبحانه وتعالى لتبقى الأرض مكاناً مناسباً لحياة ومعيشة الإنسان.

حركة الهواء الرأسية :

يتحرك الهواء رأسياً فى صورة تيارات صاعدة إلى أعلى فى نطاقات الضغط المنخفض عند الاستواء وحول دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً وتسمى تيارات الحمل Convection Currents، فى حين يتحرك فى صورة تيارات هابطة الى أسفل فى نطاقات الضغط المرتفع حول دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً، وعند القطبين، كما يتحرك الهواء حركة رأسية محدودة صعوداً وهبوطاً تسمى الحركة الاضطرابية للهواء Air Turbulence – شكل رقم (٣٠). ويرجع السبب فى هذه الحركات الرأسية للهواء إلى العوامل التالية :

١- الرفع الديناميكي Dynamic lifting :

ويقصد به ارتفاع الهواء إلى أعلى بسبب إنخفاض كثافته، وينتج ذلك عندما تتلاقى كتل هوائية غير متجانسة الكثافة، فيحدث أن يرتفع الهواء الأقل كثافة إلى أعلى فى حين يهبط الهواء الأكبر كثافة إلى أسفل. وأفضل مثال على ذلك ما يحدث فوق نطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً عندما تتقابل الرياح القطبية الباردة الآتية من القطب مع الرياح العكسية الدافئة (الأقل كثافة) الآتية من نطاق الضغط المنخفض حول دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً، فتنساب الرياح العكسية الأدفأ والأقل كثافة إلى أعلى الرياح القطبية الأبرد والأكبر كثافة فى صورة تيارات هوائية صاعدة متسببه فى حدوث ظاهرة المنخفضات الجوية. وسوف ندرس ذلك تفصيلاً لاحقاً.

٢- الرفع الحراري Thermal lifting :

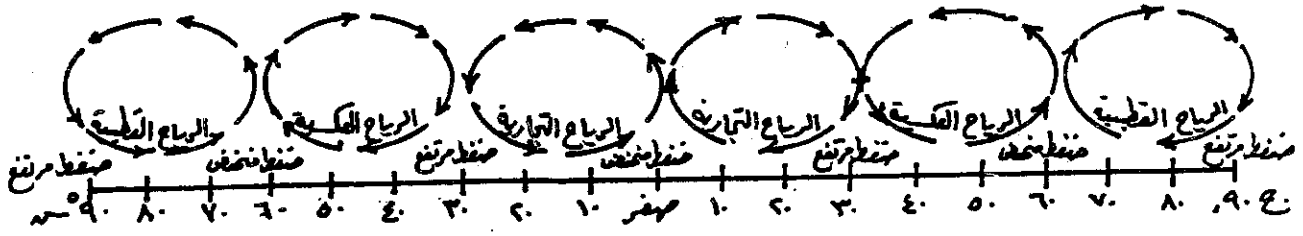
ويقصد به ارتفاع الهواء إلى أعلى بسبب ارتفاع درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض الساخن كما هو الحال فى الأقاليم الاستوائية، فتنخفض كثافته وينخفض ضغطه ويصعد إلى أعلى فى صورة تيارات هوائية صاعدة.

٣- تشعب الهواء Convergence أو تقابله أفقياً Divergence :

سبق أن وضحنا هذه الحركة عند دراستنا للضغط الجوى، فيؤدى تشعب الهواء أفقياً وتفرقه فى جميع الاتجاهات إلى هبوط الهواء من أعلى إلى أسفل، ويؤدى التقاء الهواء أفقياً وتجمعه نحو مركز ما إلى صعود الهواء من أسفل إلى أعلى.

٤- اعتراض المرتفعات :

فعندما تعترض المرتفعات الحركة الأفقية للهواء يرتفع الهواء إلى أعلى ثم يهبط إلى أسفل مؤدياً حركة رأسية محدودة تعرف بالاضطرابات الهوائية الجبلية Orographic Turbulence.



شكل رقم (٣٠)
الحركة الرأسية للهواء

حركة الهواء الأفقية :

للهواء حركة أفقية قريبة من سطح الأرض تعرف بالرياح السطحية، وحركة أفقية أخرى فى طبقات الجو العليا تعرف بالرياح العليا، وتشكل حركة الهواء الأفقية الجزء الأكبر من الدورة الهوائية العامة، وتتباين الرياح – سواء القريبة من سطح الأرض أو فى طبقات الجو العليا – فى سرعتها التى تقاس بالعقدة أو متر/ثانية(١)، وإتجاهها الذى يعبر عنه بزوايا الدائرة (٣٦٠°)(٢)، ويؤثر فى ذلك مجموعة من العوامل نستعرضها فيما يلى :

---

(١) ١ متر / ثانية = ٣,٦ كيلو متر / ساعة = ١,٩٤ عقدة.

(٢) تقسم اتجاهات الرياح الى أربعة أقسام رئيسية وهى: الشمالية (صفر أو ٣٦٠°)، الشرقية (٩٠°)، الجنوبية (١٨٠°)، الغربية (٢٧٠°) بالإضافة للإتجاهات الفرعية بينها. ويقاس اتجاه الرياح من الجهة الآتية منها.

١- قوة انحدار الضغط الجوي :

يعد كل من الضغط الجوى والرياح من العناصر المناخية وثيقة الارتباط ببعضهما، فيعد التغير فى الضغط الجوى من منطقة الى أخرى على سطح الأرض السبب الرئيسى فى حركة الهواء، فالهواء يتحرك أفقياً على سطح الأرض من منطقة الضغط المرتفع فى اتجاه منطقة الضغط المنخفض، ويعد ذلك عاملاً أساسياً يحدد إتجاه الرياح.

أما سرعة الرياح فيحددها عامل معدل التغير فى الضغط الجوى فى وحدة المسافة أو معدل انحدار الضغط الجوى، فقد سبقت الإشارة إلى أنه يتم توزيع الضغط الجوى على خرائط العالم بخطوط تساوى الضغط Isobars، ومن هذه الخرائط يتم تحديد معدل انحدار الضغط الجوى بالصيغة التالية :

$$\text{معدل انحدار الضغط الجوى (ملليبار/ كم)} = \frac{\text{الفارق فى الضغط الجوى بين نقطتين (ملليبار)}}{\text{المسافة بين النقطتين (كيلو متر)}}$$

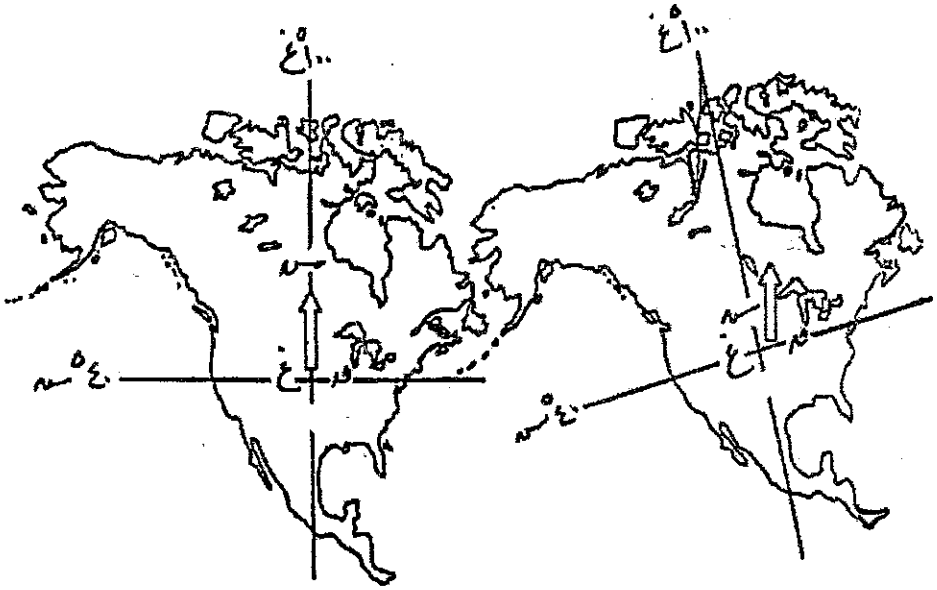
فلو إفترضنا أن المسافة بين خطى تساوى الضغط الجوى بلغت ٢٠ كم والفارق فى الضغط الجوى بين هاتين النقطتين ٢٥ ملليبار، فإن معدل انحدار الضغط الجوى يكون ١,٢٥ ملليبار/ كم، ومن ناحية أخرى لو افترضنا أن المسافة بين خطى تساوى الضغط الجوى بين نقطتين بلغت ٥٠ كم، والفارق فى الضغط الجوى بينها بلغ ٢٥ ملليبار فإن معدل انحدار الضغط الجوى يكون ٠,٥ مليبار/ كم، وبالتالى فإن سرعة الرياح فى الحالة الأولى ستكون أكبر من سرعتها فى الحالة الثانية. ويستدل على ارتفاع معدل انحدار الضغط الجوى على خرائط توزيع الضغط الجوى بتقارب خطوط تساوى الضغط الجوى، أما تباعدها فيدل على انخفاض هذا المعدل. وعلى هذا الأساس يكون التغير فى الضغط الجوى مسئولاً عن تغير إتجاه الرياح وسرعتها.

٢- تأثير دوران الكرة الأرضية حول نفسها (قوة كوريولي) :

ينشأ عن دوران الكرة الأرضية حول محورها من الغرب إلى الشرق انحراف الهواء نحو الشرق أو الغرب، فلو إفترضنا أننا ننظر إلى الكرة الأرضية من الفضاء، أو ننظر إلى نموذج مجسم للكرة الأرضية، وحددنا سهماً رأسه يشير إلى الشمال أى أنه يعبر عن اتجاه الرياح الجنوبية ومتطابقاً مع خط طول ١٠٠ عند تقاطعه مع دائرة عرض ٤٠° شمالاً – شكل رقم (٣١) – ، ثم حركنا نموذج الكرة الأرضية نحو الشرق (اتجاه حركة الأرض) بشرط أن يظل السهم ثابتاً فسوف ندرك أن السهم (رغم ثباته) أصبح يشير رأسه إلى اتجاه الشمال الشرقى ومعبراً عن اتجاه الرياح الجنوبية الغربية، وهذا الادراك ناتج عن حركة دوران الأرض من الغرب نحو الشرق. وبالمثل إذا حددنا سهماً آخراً يخرج من نقطة القطب الشمالى معبراً عن الرياح الشمالية فإن اتجاه الرياح بعد دوران الأرض نحو الشرق سيتحول إلى شمالياً شرقياً. ويدل ذلك على قاعدة هامة وهى إذا إنتقلت الرياح من دائرة عرض ذات محيط أكبر إلى دائرة عرض ذات محيط أصغر تنحرف نحو الشرق، وإذا إنتقلت الرياح من دائرة عرض ذات محيط أصغر نحو دائرة عرض ذات محيط أكبر تنحرف نحو الغرب، وهذه القاعدة هى التى تنظم الاتجاهات الشرقية – الغربية لحركة الرياح السطحية على سطح الكرة الأرضية – شكل رقم (٣٢).

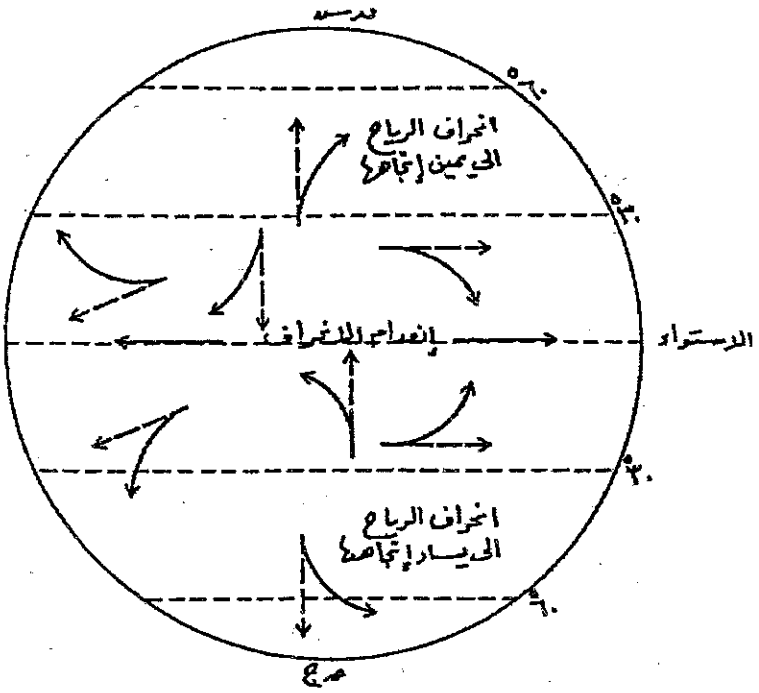
٣- قوة الاحتكاك :

وهى القوى التى تنشأ بسبب احتكاك الرياح بمظاهر سطح الأرض مثل التضاريس، المسطحات المائية، الأشكال النباتية، المبانى وغيرها، فيؤدى الاحتكاك بين الرياح ومظاهر سطح الأرض إلى خفض سرعتها وتغيير اتجاهها، وتودى فى النهاية إلى هدوء الرياح وتقليل فترة دوامها.



شكل رقم (٣١)

التغير في اتجاه الرياح أثناء دوران الكرة الأرضية



شكل رقم (٣٢)

انحراف الرياح خلال إنتقالها عبر دوائر العرض المختلفة

٤- قوة الجذب المركزية Centripetal force :

وهى القوة التى تجذب أى جسم يتحرك فى مسار دائرى نحو مركز هذا المسار، ويتم حساب قوة الجذب المركزية بالصيغة التالية :

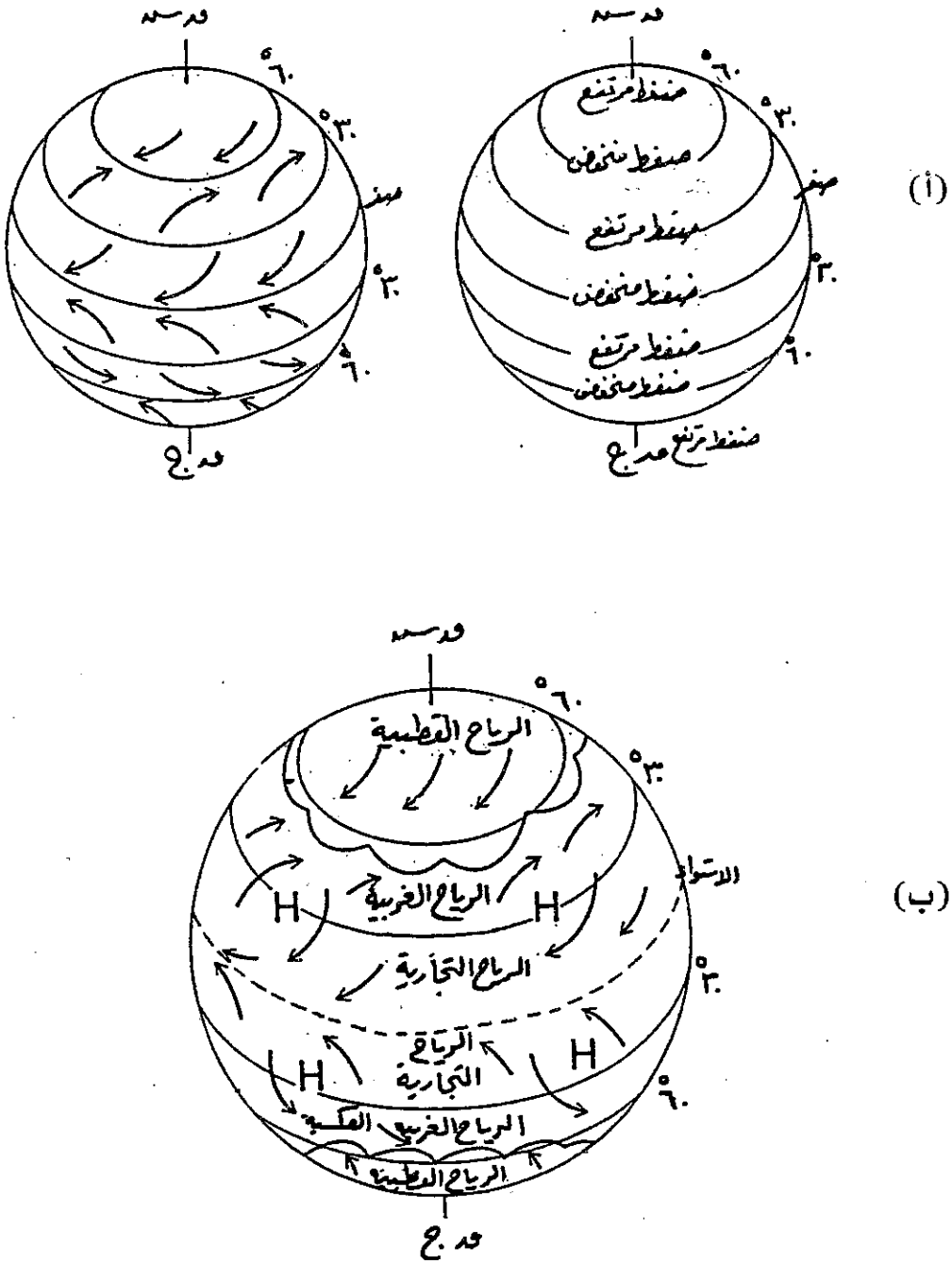
$$\text{قوة الجذب المركزية} = \frac{\text{كتلة الجسم الخاضع للحركة الدائرية} \times (\text{سرعة الجسم المتحرك})^{2}}{\text{نصف قطر المدار الذى يتحرك فيه هذا الجسم}}$$

ويلاحظ من الصيغة السابقة أن قوة الجذب المركزية ترتبط طردياً مع سرعة دوران الجسم، وعكسياً مع نصف قطر المدار الذى يدور فيه الجسم، وتبلغ قوة الجذب المركزية أقصاها عند الدائرة الاستوائية، وتنخفض تدريجياً بالإتجاه نحو القطبين، ويرجع السبب فى ذلك إلى إنخفاض معدل سرعة دوران الكرة الأرضية حول محورها (كم/ساعة) بالإتجاه من الدائرة الاستوائية نحو القطبين. وبالتالى تؤثر قوة الجذب المركزية على الرياح وبخاصة عند تحركها بشكل دائرى، ويظهر تأثير قوة الجذب المركزية واضحاً فى حالة دوران الرياح المصاحب للأعاصير والمنخفضات الجوية.

يتضح مما سبق أن العوامل المؤثرة فى الحركة الأفقية للهواء تشترك، فى التأثير على سرعة واتجاه الرياح وهى تعمل مجتمعة فى الوقت نفسه فتتباين سرعة الرياح واتجاهها من مكان إلى آخر على سطح الأرض تبعاً لمدى تأثير كل منها، تتشكل الدورة الهوائية العامة على سطح الأرض تبعا لذلك.

الدورة الهوائية العامة على سطح الأرض :

تشكل الدورة الهوائية العامة الصورة المتكاملة لحركة الهواء الرأسية والأفقية على سطح الأرض، وهى محصلة التباين فى العناصر المناخية التى سبق دراستها آنفاً، فالإشعاع الشمسى عاملاً أساسياً ينظم توزيع درجة الحرارة على سطح الأرض ودرجة الحرارة عاملاً رئيسياً ينظم توزيع الضغط الجوى على



شكل رقم (٣٢)

الدورة الهوائية العامة

سطح الأرض والضغط الجوى عاملاً رئيسياً ينظم حركة الرياح السطحية على سطح الأرض، فيبلغ المتوسط السنوى لصافى الاشعاع الشمسى أقصاه عند الدائرة الاستوائية وينخفض تدريجياً بالإتجاه نحو القطبين، ويبلغ المتوسط السنوى لدرجة الحرارة أقصاه عند الدائرة الاستوائية وينخفض تدريجياً بالإتجاه نحو القطبين، ويكون من محصلة ذلك ارتفاع درجة حرارة الهواء عند الدائرة الاستوائية وانخفاض ضغطه فيصعد إلى أعلى ثم ينساب نحو القطبين، وتنخفض درجة حرارة الهواء المنساب نحو القطبين فيصبح كثيفاً ويرتفع ضغطه فيهبط إلى أسفل عند القطبين وينساب نحو الدائرة الاستوائية، فترتفع درجة حرارته وينخفض ضغطه ويصعد إلى أعلى وينساب نحو القطبين، فتكتمل دورة الهواء وتتتابع، فالدورة الهوائية إذن هى نموذج دائم متكامل يجمع بين كل من الحركة الرأسية والحركة الأفقية للهواء.

ولقد سبقت الإشارة إلى وجود سبع نطاقات مختلفة من الضغط الجوى موزعة على سطح الأرض، ووضحنا أن الهواء يكون هابطاً رأسياً ومتفرقاً أفقياً عند نطاقات الضغط المرتفع وهى نقطتى القطبين، وحول دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً، فى حين يكون الهواء صاعداً رأسياً ومتجمعاً أفقياً عند نطاقات الضغط المنخفض وهى الدائرة الاستوائية، وحول دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً – شكل رقم (٣٠).

وتقوم حركة دوران الكرة الأرضية حول محورها بدورها فى التأثير على اتجاه حركة الهواء الأفقية على سطح الأرض التى تتدفق من نطاقات الضغط المرتفع نحو نطاقات الضغط المنخفض، فتؤدى الى انحراف الهواء نحو الشرق فى حالة اندفاعه من نطاق الضغط المرتفع فوق القطب، وانحراف الهواء نحو الغرب فى حالة اندفاعه من نطاق الضغط المرتفع حول كل من دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً، ففى نصف الكرة الشمالى تنحرف الرياح وتصبح شمالية شرقية بين دائرتى عرض صفر° (الاستواء)، ٣٠°، وجنوبية غربية بين دائرتى

عرض ٣٠°، ٦٠°، وشمالية شرقية بين دائرتى عرض ٦٠°، نقطة القطب الشمالى (٩٠°). أما نصف الكرة الجنوبى تنحرف الرياح وتصبح جنوبية شرقية بين دائرتى عرض صفر ° ٣٠°، شمالية غربية بين دائرتى عرض ٣٠°، ٦٠°وجنوبية شرقية بين دائرتى عرض ٦٠°، نقطة القطب الجنوبى – شكل رقم (٣٣ – أ).

وتسمى الرياح السطحية بين دائرة الاستواء ودائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً بالرياح التجارية Trade Winds، والرياح السطحية بين دائرتى عرض ٣٠°، ٦٠° فى نصفى الكرة الأرضية بالرياح العكسية Prevailing westerly winds أو الغربيات Westerlies، والرياح السطحية بين نقطتى القطب ودائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً بالرياح القطبية الشرقية Polar easterlies، وتعد جميعها رياح دائمة ينتظم هبوبها طول السنة تقريباً بين نطاقات الضغط الجوى على سطح الكرة الأرضية – شكل (٣٣ – ب).

إذن تتقابل الرياح الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية (التجارية) عند الدائرة الاستوائية، ونلاحظ أنها آتية من عروض أبرد إلى عروض أدفأ، وكذلك تتقابل الرياح السطحية الجنوبية الغربية (العكسية) الأدفأ مع الرياح الشمالية الشرقية (القطبية) الأبرد عند دائرة عرض ٦٠° شمالاً، وتتقابل الرياح السطحية الشمالية الغربية (العكسية) الأدفأ مع الرياح الجنوبية الشرقية (القطبية) الأبرد عند دائرة عرض ٦٠° جنوباً، ويؤدى تقابل كتلتين هوائيتين غير متجانستين حرارياً وفى نسبة ما تحتويه كل منهما من بخار الماء إلى إعادة توزيع درجةالحرارة، وتكاثف الهواء الدافئ فوق جزئيات الهواء البارد فتنمو السحب ويحدث التساقط (المطر، الثلج) ويحدث ذلك دائماً عند نطاقات الضغط المنخفض. فى حين تتفرق الرياح السطحية فوق القطب، وحول دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً مسببة استقراراً فى الطقس فى نطاقات الضغط المرتفع.

وتتبع الدورة الهوائية العامة على سطح الأرض حركة الشمس الظاهرية بين الصيف والشتاء، فقد وضحنا سابقاً أنه عند تعامد الشمس على مدار السرطان فى فصل الصيف الشمالى تتزحزح نطاقات الضغط الجوى على سطح الأرض نحو الشمال بما يتراوح بين ٥، ١٠ درجات عرضية، فى حين تتزحزح نطاقات الضغط الجوى بالمدى نفسه نحو الجنوب عند تعامد الشمس على مدار الجدى فى فصل الشتاء الشمالى. وبعبارة أخرى فسوف تتزحزح نطاقات إلتقاء الرياح السطحية وتفرقها مع تزحزح نطاقات الضغط الجوى إلى الشمال أو الجنوب وفقاً لحركة الشمس الظاهرية وبناءً على ذلك سوف تتعرض المناطق من سطح الكرة الأرضية التى لها موقع متوسط بين نظامين من الرياح إلى هبوب أحد هذين النظامين عندما تتقدم نطاقات الضغط الجوى شمالاً ومعها حركة الهواء الأفقية عند تعامد الشمس على مدار السرطان، ولهبوب النظام الآخر عندما تتقدم نطاقات الضغط الجوى جنوباً ومعها حركة الهواء الأفقية عند تعامد الشمس على مدار الجدى. ويتمثل ذلك بوضوح فى العروض التالية :

١- عروض ما بين ٥°، ١٥° شمالاً وجنوباً، فعندما تتعامد الشمس على مدار السرطان وتنتقل نطاقات الضغط الجوى والرياح نحو الشمال فإن العروض التى تقع بين ٥°، ١٥° شمالاً سوف يسودها موثرات الضغط المنخفض الاستوائى وتصبح منطقة تلاقى الرياح الشمالية الشرقية مع الجنوبية الشرقية (التجارية)، وعندما تتعامد الشمس على مدار الجدى وتنتقل نطاقات الضغط الجوى والرياح نحو الجنوب فإن تلك العروض ذاتها سوف يسودها مؤثرات الضغط المرتفع الذى تزحزح جنوباً اليها وتصبح منطقة تفرق الرياح الشمالية الشرقية (التجارية) والرياح الجنوبية الغربية (العكسية). ويحدث العكس فى عروض ٥، ١٥° جنوباً. وهذا سوف يؤثر بدوره على تباين أحوال المناخ واتجاهات الرياح وما تحمله من سحب وتساقط على مدار فصول السنة.

٢- عروض ما بين ٣٠°، ٤٠° شمالاً وجنوباً، فعندما تتعامد الشمس على

مدار السرطان وتنتقل نطاقات الضغط الجوى والرياح نحو الشمال فإن العروض التى تقع بين ٣٠°، ٤٠° شمالاً سوف يسودها مؤثرات الضغط المرتفع الذى تزحزح شمالاً اليها وتصبح منطقة تفرق الرياح التجارية والعكسية، فى حين تكون منطقة تقابل الرياح العكسية مع الرياح القطبية عندما تتزحزح نطاقات الضغط الجوى جنوباً عند تعامد الشمس على مدار الجدى. وهذا سوف يؤثر فى تباين أحوال المناخ واتجاهات الرياح عليها وما تحمله من سحب وتساقط على مدار فصول السنة.

كما تتأثر الدورة الهوائية العامة بتباين الضغط الجوى بين اليابس والماء، فعندما تتمركز نطاقات الضغط المنخفض فوق اليابس، وتتمركز نطاقات الضغط المرتفع فوق المحيطات، فإن الرياح سوف تتجه من المسطحات المائية الى اليابس وإذا حدث العكس فإن الرياح سوف تتجه من اليابس إلى المحيطات، وتظهر هذه الحركة الهوائية بوضوح عندما تجاور مساحات كبيرة من يابس الأرض مساحات كبيرة من المسطحات المائية، كما هو الحال على سبيل المثال فى جنوب وجنوب شرق وشرق آسيا، وينشأ عن ذلك دورة هوائية فصلية تعرف بالرياح الموسمية.

الرياح الدائمة أو المنتظمة:

يطلق على الرياح التجارية والعكسية والقطبية إسم الرياح الدائمة أو المنتظمة وذلك بسبب إنتظام هبوبها على مدار العام بين نطاقات الضغط الجوى الموزعة على سطح الكرة الأرضية. ولكل من هذه الرياح خصائص تتصف بها وتميزها عن غيرها نستعرضها فيما يلى :

١- الرياح التجارية The Trade Winds :

تهب فى نصفى الكرة الشمالى والجنوبى من نطاق الضغط المرتفع حول دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً نحو منطقة الضغط المنخفض الاستوائى، فهى بذلك توجد فى النطاق المدارى من الكرة الأرضية، ويكون اتجاهها العام شمالى

شرقى فى نصف الكرة الشمالى، وجنوبى شرقى فى نصف الكرة الجنوبى وهى بذلك تنساب من الأطراف الشرقية لمناطق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° (الأقاليم الرئيسية لمصدر الرياح التجارية) وتتقابل عند الدائرة الاستوائية.

وتعد الرياح التجارية أكثر أنظمة الرياح على سطح الأرض ثباتاً وإنتظاماً فى سرعتها واتجاهها طول العام وبخاصة فوق المحيطات. ولهذا كانت عاملاً مساعداً وهاماً فى حركة السفن الشراعية بين المدارين – وبخاصة المتجهة غرباً – قبل أن تستخدم الآلة فى تسيير السفن. وتكون الرياح التجارية فى فصل الشتاء أشد قوة عنها فى فصل الصيف وذلك بسبب ارتفاع انحدار الضغط الجوى بين نطاقى الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠°، ودائرة الاستواء فى فصل الشتاء.

تبدأ الرياح التجارية انسيابها من الأطراف الشرقية لنطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° وتكون جافة (تنخفض بها نسبة بخار الماء فى الهواء) وأقل حرارة من الأقاليم المتجهة اليها، لذلك تعتبر عاملاً ملطفاً لحرارة الجهات التى تتحرك صوبها، وكلمااقتربت من نطاق الضغط المنخفض الاستوائى ترتفع حرارتها وتضعف قوتها وترتفع نسبة بخار الماء فيها وتتحول عند الاستواء الى تيارات حمل تصاعدية وتتحول من الانسياب الأفقى إلى التدفق الرأسى الصاعد للهواء.

وتتحمل الرياح التجارية ببخار الماء وتصبح رطبة فى حالة مرورها على المسطحات المائية للبحار والمحيطات المدارية وتصبح مشبعة ببخار الماء عند وصولها إلى السواحل الغربية للمحيطات (السواحل الشرقية للقارات) فيزيد احتمال سقوط المطر عليها، فى حين تكون السواحل الشرقية للمحيطات (السواحل الغربية للقارات) جافة وهو ما يفسر وجود معظم صحارى العالم فى نطاق هبوب الرياح التجارية فى الجهات الغربية من القارات. كما تتعرض

الاجزاء الشرقية للمحيطات لانخفاض مدى الرؤية لكثرة حدوث الضباب فوق مياه التيارات البحرية الباردة المتحركة فيها، ولخروج الرياح التجارية من اليابس الى المحيط محملة بالاتربة والغبار.

ويتزحزح نطاق هبوب الرياح التجارية مع تزحزح نطاقات الضغط الجوى بضع درجات عرضية نحو الشمال عند تعامد الشمس على مدار السرطان، ونحو الجنوب عند تعامد الشمس على مدار الجدى، وبالتالى سوف تتزحزح منطقة تلاقى الرياح التجارية الشمالية الشرقية مع الجنوبية الشرقية فيؤدى ذلك إلى عبورها دائرة الاستواء فتنحرف الرياح التجارية الجنوبية الشرقية بعد عبورها دائرة الاستواء نحو النصف الشمالى للكرة الأرضية نحو الشرق (يمين إتجاهها)، فى حين تنحرف الرياح التجارية الشمالية الشرقية بعد عبورها دائرة الاستواء نحو النصف الجنوبى للكرة الأرضية نحو الشرق (يسار إتجاهها) وتتوغل الرياح بعد عبورها دائرة الاستواء إلى نحو عشر درجات عرضية شمالاً أو جنوباً.

٢- الرياح العكسية (الغربية) The Westerlies :

تهب فى نصفى الكرة الشمالى والجنوبى من نطاق الضغط المرتفع حول دائرتى عرض ٣٠°، ٦٠° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويكون اتجاهها العام جنوبى غربى فى نصف الكرة الشمالى، وشمالى غربى فى نصف الكرة الجنوبى ولأنها غربية فى نصفى الكرة الأرضية تعرف بالغربيات. وسميت الرياح العكسية لأن اتجاه هبوبها معاكساً لاتجاه هبوب الرياح التجارية فى كل من نصفى الكرة الأرضية.

وتنساب الرياح العكسية من الأطراف الغربية لمناطق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠°، وهى جهات أدفأ من الجهات التى تتجه صوبها حول دائرة عرض ٦٠°، وتتقابل الرياح العكسية الأدفأ (أقل كثافة) مع الرياح القطبية الأبرد (أعلى كثافة) فينتج عن ذلك أن تندفق الرياح العكسية أعلى الرياح القطبية

مكونة ما يعرف بالأعاصير أو المنخفضات الجوية، وهو ما سوف نوضحه تفصيلاً فى الفصل التاسع. ويصاحب مرور هذه المنخفضات الجوية تكاثف السحب وحدوث عواصف البرق والرعد وتساقط الأمطار.

وتعد الرياح العكسية أقل إنتظاماً وثباتاً فى هبوبها وسرعتها واتجاهها بالمقارنة بالرياح التجارية، وبخاصة فى نصف الكرة الشمالى حيث يزداد فى العروض المعتدلة به التداخل بين اليابس والماء، وتقابل التيارات البحرية الدفيئة والباردة، أما فى نصف الكرة الجنوبى فيعتبر هبوبها منتظماً نسبياً.

وتأتى الرياح العكسية من الأطراف الغربية لنطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° وتكون رطبة ولذلك فهى تسقط أمطارها على السواحل الشرقية للمحيطات (السواحل الغربية للقارات) وتكون أكثر غزارة فى حالة إعاقة المرتفعات لها كما هو الحال بالنسبة لجبال الروكى والأنديز، فى غربى الأمريكتين، والألب فى غربى أوربا، وأطلس شمال غربى أفريقيا، الكاب فى جنوب غربى أفريقيا. وتتعرض مناطق هبوب الرياح العكسية لتقلبات سريعة فى الطقس وبخاصة فى فصل الشتاء حيث تزداد شدتها، كما يكثر حدوث الضباب فى فصل الصيف فى الأجزاء الغربية للمحيطات (السواحل الشرقية للقارات) فى نصف الكرة الشمالى وفى جنوب المحيطات الأطلسى، الهادى، الهندى.

ويتزحزح نطاق هبوب الرياح العكسية مع تزحزح نطاقات الضغط الجوى بضع درجات عرضية نحو الشمال عند تعامد الشمس على مدار السرطان فيمتد نطاق هبوبها شمالاً إلى حوالى دائرة عرض ٧٠° شمالاً، وكذلك نحو الجنوب عند تعامد الشمس على مدار الجدى وفى هذه الحالة يكون تأثيرها قاصراً على المحيطات والأطراف الجنوبية لقارتى أفريقيا وأمريكا الجنوبية.

٣-الرياح القطبية The Polar winds :

تهب فى نصفى الكرة الشمالى والجنوبى من نطاق الضغط المرتفع حول

القطبين نحو نطاق الضغط المنخفض حول دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً، فهى بذلك توجد فى النطاق شبه القطبى والقطبى، ويكون اتجاهها العام شمالى شرقى فى نصف الكرة الشمالى، وجنوبى شرقى فى نصف الكرة الجنوبى (تتفق فى ذلك مع الرياح التجارية). وهى بذلك تتقابل مع الرياح العكسية عند نطاق الضغط المنخفض حول دائرتى عرض ٦٠°.

والرياح القطبية رياح باردة جداً وجافة تتسبب فى انخفاض درجة الحرارة للجهات التى تتحرك صوبها وكلما اقتربت من نطاق الضغط المنخفض حول دائرة عرض ٦٠° ترتفع حرارتها تدريجياً وترتفع نسبة بخار الماء فيها وتتحول إلى تيارات حمل تصاعدية وبخاصة عندما تتقابل مع الرياح العكسية الأدفأ، وتتحول من الانسياب الأفقى إلى التدفق الرأسى الصاعد.

وتشتد الرياح القطبية فى فصل الشتاء عندما ينعدم الاشعاع الشمسى فوق القطب، وتنخفض درجة الحرارة إلى أدنى مستوياتها، ويزداد الانحدار فى الضغط الجوى بين القطب ودائرة عرض ٦٠°، فى حين ترتفع درجة حرارتها نسبياً ويصحبها السحب والضباب فى فصل الصيف، كما ينتظم هبوبها فى نصف الكرة الجنوبى بشكل أكثر من نظيره فى نصف الكرة الشمالى وذلك بسبب التداخل الكبير بين اليابس والماء فى نطاق هبوبها وبخاصة كتل اليابس التى تحيط بالمحيط التجمد الشمالى.

الرياح الموسمية Monsoon Winds :

وهى نظام فصلى إقليمى لهبوب الرياح ينشأ نتيجة التباين الفصلى فى الضغط الجوى بين اليابس و المسطحات المائية المجاورة فى المناطق المدارية عندما تتزحزح نطاقات الضغط الجوى وحركة الرياح السطحية شمالاً أو جنوباً بضع درجات عرضية عند تعامد الشمس على مدار السرطان أو مدار الجدى

على الترتيب، فيتبدل نوع الضغط الجوى فوق اليابس والماء بين الصيف والشتاء.

ويظهر نظام الرياح الموسمية بوضوح فوق المساحات الواسعة من اليابس التى تحاط بمسطحات مائية واسعة كما هو الحال فى قارتى آسيا وأفريقيا، وتعد قارة آسيا أكبر كتلة أرضية متصلة تحاط بمياه المحيط الهادى والمحيط الهندى من الشرق ومن الجنوب على الترتيب، ولهذا السبب تكون منطقة جنوب وجنوب شرق آسيا من أهم مناطق هبوب الرياح الموسمية على سطح الأرض – شكل رقم (٣٤).

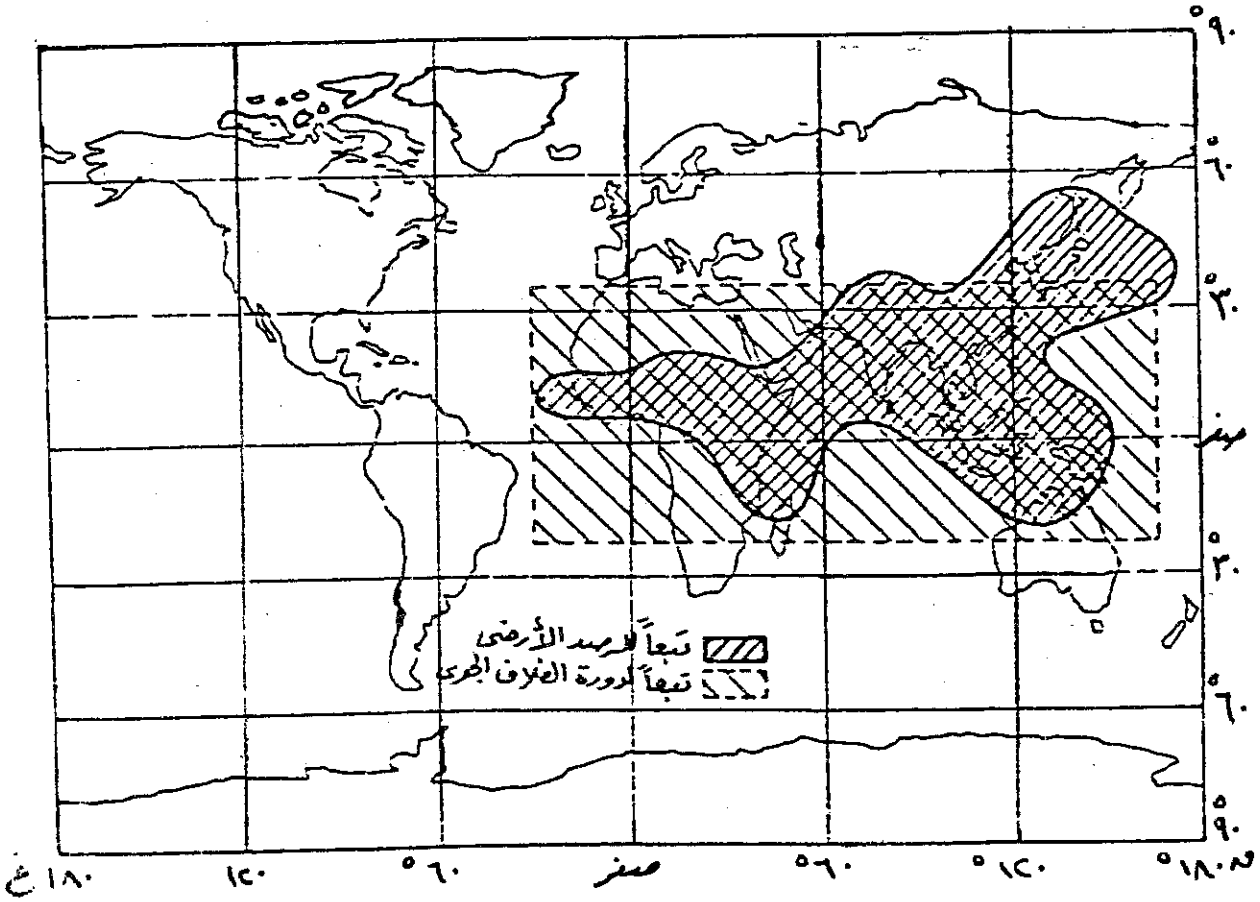
ففى فصل الربيع أو الخريف عندما تتعامد الشمس على دائرة الاستواء، يكون نطاق الضغط المنخفض الاستوائى مرتكزاً حول الدائرة الاستوائية وتنشط تيارات الحمل الصاعدة ويتكاثف الهواء الدافئ فوق الهواء البارد فتنشأ السحب وتنمو وتتساقط الأمطار فى المنطقة الاستوائية.

أما فى فصل الصيف الشمالى تتزحزح نطاقات الضغط الجوى نحو الشمال فينتقل نطاق الضغط الجوى المنخفض الاستوائى شمالاً بعيداً عن الاستواء بما يتراوح بين ٨، ١٠ درجات عرضية ويصبح متمركزاً على وسط آسيا والصحراء الكبرى، وينتقل فى الوقت نفسه نطاق الضغط الجوى المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° جنوباً نحو الاستواء شمالاً بما يتراوح بين ٨، ١٠ درجات عرضية ويصبح متمركزاً على المحيط الهندى والمحيط الأطلسى الجنوبى وجنوب أفريقيا، وبناءً على ذلك تندفع الرياح من المحيط الهندى نحو اليابس الأسيوى والسواحل الشرقية لأفريقيا، ومن المحيط الأطلسى الجنوبى نحو السواحل الغربية لأفريقيا، وتعبر فى طريقها الدائرة الاستوائية فتنحرف يمين إتجاهها (تأثير حركة دوران الكرة الأرضية)، ونظراً لأن هذه الرياح تأتى من المسطحات المائية صوب اليابس فى النطاق المدارى الحار فإنها تكون محملة ببخار الماء فتسقط أمطاراً غزيرة حين تعترضها المرتفعات الجبلية (سلاسل جبال الهيمالايا

فى قارة آسيا، وهضبة الحبشة والهضبة الوسطى فى قارة أفريقيا) التى تعمل على برودتها وتكثيف ما بها من بخار الماء، بالإضافة إلى تحولها إلى تيارات حمل صاعدة فيتكثف ما بها من بخار الماء وتسقط أمطاراً غزيرة على سواحل جنوب شرق آسيا وجزرها وكذلك سواحل أفريقيا الغربية، وتنخفض كمية الأمطار تدريجياً بالإتجاه نحو الداخل بعيداً عن المحيط، فتصل جافة بعد عبورها مرتفعات الهيمالايا (فى جنوب شرق آسيا) وكذلك تكون فقدت ما بها من بخار ماء عند وصولها لحدود الصحراء الكبرى فى غرب أفريقيا، وتمر الرياح موازية لخط الساحل الصومالى والقرن الأفريقى فيندر سقوط الأمطار عليهما. شكل رقم (٣٥-أ).

وفى فصل الشتاء تتزحزح نطاقات الضغط الجوى نحو الجنوب، فيتزحزح نطاق الضغط الجوى المنخفض الاستوائى جنوب الاستواء بما يتراوح بين ٨، ١٠ درجات عرضية ويتمركز فوق المحيط الهندى وجنوب أفريقيا، ويتزحزح فى الوقت نفسه نطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° شمالاً نحو الجنوب بما يتراوح بين ٨، ١٠ درجات عرضية ويتمركز فوق وسط آسيا وشمال أفريقيا، وبناءً على ذلك تندفع الرياح من اليابس الأسيوى والأفريقى نحو الجنوب الشرقى فى اتجاه المحيط الهندى وجنوب أفريقيا على الترتيب، وتكون هذه الرياح جافة وباردة وخالية من السحب إلا إذا مرت على مسطحات مائية فإنها تتشبع ببخار الماء وتسقط أمطارها عندما تعترضها المرتفعات كما هو الحال على غرب جزر اليابان، وساحل الهند الشرقى وشرق سيلان. شكل رقم (٣٥-ب).

وتؤثر الرياح الموسمية فى شمالى استراليا فى شهر يناير (الصيف الجنوبى) حيث تتأثر السواحل الشمالية بأستراليا بهبوب الرياح الموسمية من المحيط الهندى وجنوب المحيط الهادى وتكون ممطرة. كما تتأثر سواحل خليج المكسيك جنوبى شرق الولايات المتحدة بالنظام الموسمى ولكن بشكل أبسط مما هو موجود فى المناطق المدارية الأخرى.

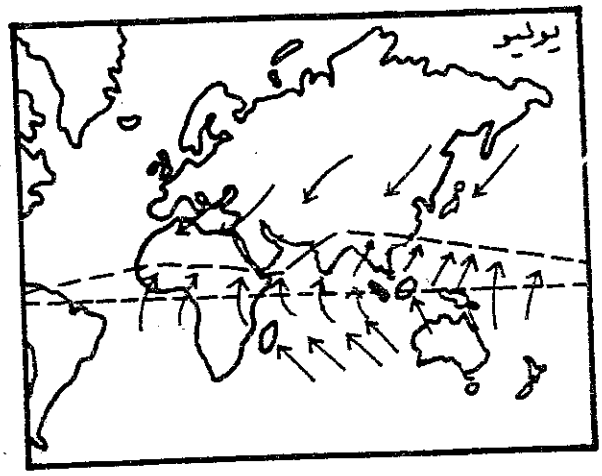


شكل رقم (٣٤)

نطاق هبوب الرياح الموسمية

(ب)

(أ)



شكل رقم (٣٥)

تدفق الرياح الموسمية خلال شهري يناير، يوليو
وانحرافها بتأثير حركة دوران الكرة الأرضية

ويتضح مما سبق أن الرياح الموسمية نظام فصلى تبادلى عكسى، فالمناطق ذات الضغط المرتفع صيفاً يتمركز عليها الضغط المنخفض شتاء، والمناطق الممطرة صيفاً جافة شتاءً (عدا غرب اليابان، وساحل الهند الشرقى، شرق سيلان فهى ممطرة طوال العام)، ويكون فصل الصيف هو الفصل الممطر الحار، وفصل الشتاء هو الفصل الجاف البارد.

ويتباين مستوى هبوب الرياح الموسمية من عام لآخر، فهى غير منتظمة الهبوب وكذلك تتباين كمية الأمطار الساقطة التى تصاحبها، ويرجع ذلك إلى تداخل أنظمة المطر الموجودة فى النطاق المدارى، فيشترك كل من التيارات الصاعدة، الوضع الطبوغرافى وتوزيع اليابس والماء، ومرور الأعاصير وإضدادها فى تعقيد النمط العام لتحرك الرياح واتجاهها، ولكن بوجه عام ينتج عنها أمطاراً غزيرة جداً تسبب فيضانات عارمة، أحياناً تكون مدمرة وبخاصة على السواحل المنخفضة عند دلتوات أنهار البراهمابترا والكانج.

الرياح المحلية Local Winds :

وهى أنظمة هوائية يقتصر تأثيرها فى مواقع محددة من سطح الأرض وتهب خلال فترة زمنية قصيرة، ويتأثر بعضها بالتغير فى درجة حرارة اليابس والماء، ويتأثر البعض الآخر بالوضع الطبوغرافى للمنطقة. وتشمل دراستنا للرياح المحلية ما يلى :

١- نسيم البر- ونسيم البحر Land and sea Breezes :

وهى دورة هوائية يومية تحدث فى المناطق الساحلية المطلة على البحار أو المحيطات أو البحيرات الواسعة وتنشأ بسبب تباين تأثر كل من اليابس والماء بالإشعاع الشمسى أثناء النهار، وفقدان كل منهما الحرارة بالإشعاع الأرضى أثناء الليل ويكون من محصلة ذلك تباين انحدار الضغط الجوى بين اليابس الماء ليلاً ونهاراً، فيتحرك الهواء أفقياً من البحر إلى اليابس أثناء فترة النهار ويعرف ذلك بنسيم البحر Sea Breeze، ومن اليابس الى البحر أثناء الليل ويعرف ذلك بنسيم البر Land Breeze.

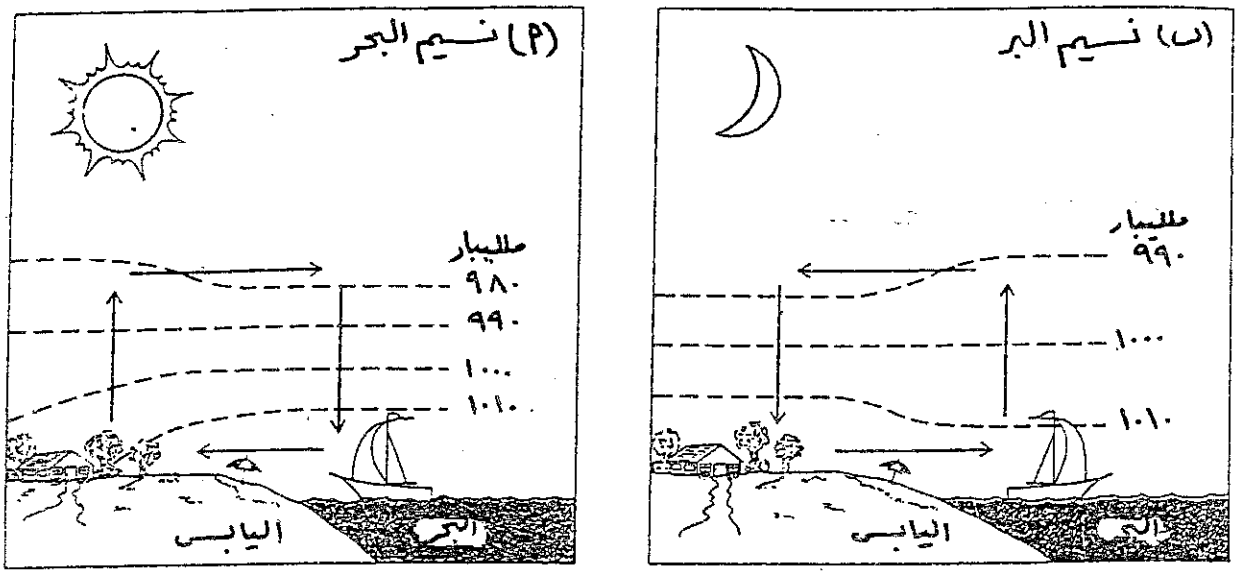
نسيم البحر Sea Breeze :

عندما يتأثر كل من اليابس والماء بالآشعة الشمسية أثناء النهار ترتفع درجة حرارة اليابس بمعدل أسرع من درجة حرارة المياه، فترتفع بالتالى درجة حرارة الهواء الملامس لليابس وتنخفض كثافته بمعدل أسرع من درجة حرارة الهواء الذى يعلو سطح المياه. وبمقارنة ذلك الوضع بين اليابس والماء يصبح الهواء فوق اليابس أعلى درجة حرارة وأقل كثافة وأقل ضغطاً من الهواء فوق الماء، فيندفع الهواء البارد أفقياً من فوق سطح المياه فى اتجاه اليابس ويعرف ذلك بنسيم البحر. وعندما يصل الهواء البارد نسبياً إلى اليابس ترتفع درجة حرارته وتنخفض كثافته وينخفض ضغطه فيندفع رأسياً صاعداً إلى أعلى فتنخفض درجة حرارته ويرتفع ضغطه وينساب فى اتجاه البحر فيهبط فوق سطح الماء البارد نسبياً فيندفع أفقياً مرة أخرى نحو اليابس وبذلك تكتمل الدورة الهوائية لنسيم البحر. شكل رقم (٣٦ – أ).

ولا تتجاوز المسافة الرأسية لحركة الهواء الرأسية فى الدورة الهوائية لنسيم البحر كيلو متراً واحداً (الطبقة الدنيا من التروبوسفير الأسفل)، فى حين تتراوح المسافة الأفقية لتأثير نسيم البحر بين بضعة مئات من الأمتار إلى بضعة عشرات من الكيلو مترات تبعا لتباين الضغط الجوى وتضرس سطح الأرض، ويبدأ نسيم البحر هادئاً بعد شروق الشمس مباشرة ثم تزداد سرعة الهواء تدريجياً حيث تصل أقصاها بعد الظهر عندما تبلغ درجة حرارة الهواء أقصاها ثم تنخفض تدريجياً حتى تهدأ وتتلاشى عند غروب الشمس.

نسيم البر land Breeze :

وهو دورة هوائية تأخذ إتجاهاً عكسياً بالنسبة لنسيم البحر، فيحدث نسيم البر أثناء الليل وبعد غروب الشمس مباشرةً حيث يبرد تدريجياً كل من اليابس والماء بسبب تدفق الاشعاع الأرضى نحو الغلاف الجوى، وكذلك الهواء الذى يعلو كل منهما، فيكون معدل انخفاض درجة حرارة الهواء فوق اليابس أكبر من نظيره



شكل رقم (٣٦)

نسيم البر ونسيم البحر

فوق سطح المياه، فيصبح الهواء فوق سطح المياه أعلى درجة حرارة وأقل كثافة وأقل ضغطاً من نظيره على اليابس، فيندفع الهواء أفقياً من فوق اليابس فى اتجاه المسطح المائى ويعرف باسم نسيم البر. وعندما يصل الهواء البارد نسبياً إلى سطح المياه ترتفع درجة حرارته وتنخفض كثافته وينخفض ضغطه فيندفع رأسياً صاعداً إلى أعلى فتنخفض درجة حرارته ويرتفع ضغطه وينساب فى اتجاه اليابس، ويهبط فوق اليابس البارد نسبياً فيندفع أفقياً مرة أخرى نحو البحر وبذلك تكتمل الدورة الهوائية لنسيم البر شكل رقم (٣٦ – ب).

ويبدأ نسيم البر هادئاً بعد غروب الشمس مباشرة ثم تزداد سرعته تدريجياً حيث تصل أقصاها قبل شروق الشمس ثم تنخفض وتهدأ وتتلاشى عند شروق الشمس لتتبدل حركة الهواء عكسياً خلال نسيم البحر بعد شروق الشمس مباشرة. وبشكل عام فإن نسيم البر يكون أضعف من نسيم البحر وذلك بسبب اتساع

الفارق بين درجة حرارة الهواء فوق اليابس والماء نهاراً بالمقارنة بمثيله أثناء الليل، كما أن إحتكاك نسيم البر بسطح اليابس قبل وصوله الى الماء يضعف من سرعته أثناء اتجاهه نحو الماء. وقد دلت الدراسات أن حركة دوران الكرة الأرضية تؤثر فى إتجاه هواء نسيم البحر ونسيم البر على مدار اليوم ولكن يعد تأثير التغير فى انحدار الضغط الجوى بين اليابس والماء أقوى من تأثير حركة دوران الكرة الأرضية عليهما. ولهذا يمكن القول بأن الدورة الهوائية لنسيم البر ونسيم البحر هى محصلة العلاقة بين قوة انحدار الضغط الجوى وحركة الهواء التى يقودها التغير فى خصائص الطاقة الحرارية لكل من اليابس والماء.

وتعد ظاهرة نسيم البر والبحر أكثر وضوحاً فى الفصل الحار من السنة لزيادة الفارق بين حرارة اليابس والماء عن مثيله فى فصل الشتاء، كما أنها تظهر بوضوح أيضاً كلما انخفضت الاضطرابات الجوية وأستقر الطقس.

نسيم الجبل ونسيم الوادي Mountain and Valley Breezes :

وهى دورة هوائية يومية تحدث على طول المنحدرات الجبلية للمرتفعات ومنحدرات الأودية وهى تحدث للأسباب نفسها التى تتسبب فى حدوث نسيم البر ونسيم البحر، فهى دورة هوائية متعاكسة بين الليل والنهار.

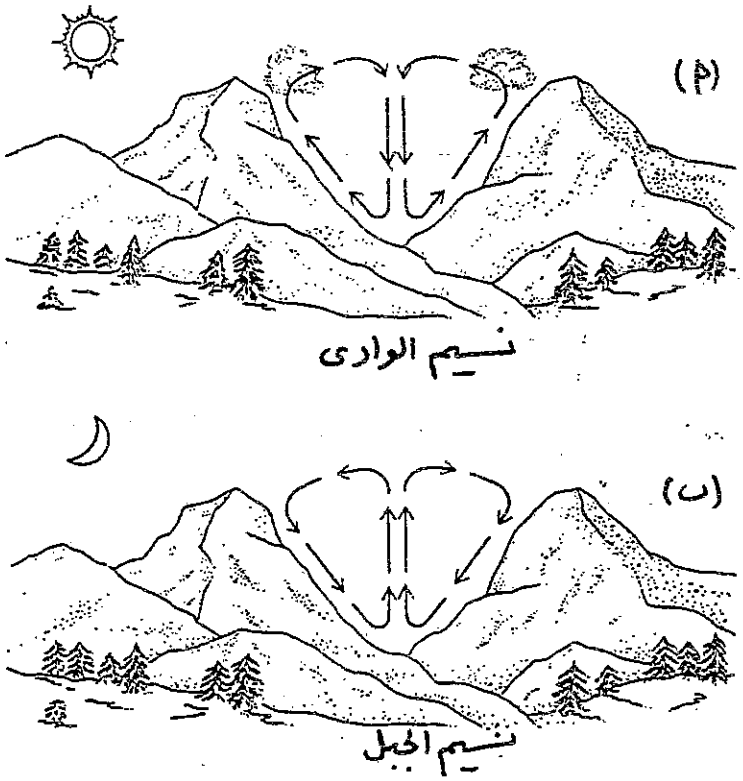
نسيم الوادي Valley Breeze :

يحدث أثناء النهار عندما ترتفع درجة حرارة الهواء فى بطون الأودية فتقل كثافته وينخفض ضغطه بالمقارنة بدرجة حرارة الهواء فوق قمم المنحدرات، فيتحرك الهواء الدافئ صاعداً المنحدرات الجبلية نحو القمة ويعرف بنسيم الوادى، فى الوقت نفسه يهبط الهواء البارد الموجود أعلى قمم المنحدرات نحو بطون الأودية ليحل محل الهواء الصاعد وتستكمل الدورة الهوائية لنسيم الوادى – شكل رقم (٣٧ – أ).

نسيم الجبل Mountain Breeze :

يحدث أثناء الليل عندما تنخفض درجة الحرارة ويزداد الإشعاع الأرضى وتفقد المنحدرات الجبلية حرارتها فتنخفض درجة حرارة الهواء فوق المنحدات الجبلية ويرتفع ضغطه ويتحرك هابطاً فوق المنحدرات الجبلية نحو بطون الأودية ويعرف بنسيم الجبل. فى الوقت نفسه يتحرك الهواء الأدفأ نسبياً الموجود فى بطون الأودية إلى أعلى ليحل محل الهواء الهابط وتستكمل الدورة الهوائية. شكل رقم (٣٧ - ب).

ويزداد وضوح ظاهرة نسيم الجبل والوادى فى الأودية التى تمتد من الشرق إلى الغرب وذلك لأنها تستقبل كمية من الاشعاع الشمسى أكبر من تلك التى تستقبلها الأودية التى لها إمتداد شمالى جنوبى وبالتالى يكون ارتفاع حرارة الأولى أكبر وتمدد هوائها أكثر وضوحاً. كما أن أثر هذه الظاهرة يكون أوضح فى الأودية الضيقة أو المغلقة نظراً لهدوء الهواء بها.



شكل رقم (٣٧) نسيم الوادي ونسيم الجبل

وبعد .. فإن الرياح المحلية تؤثر بشكل مباشر فى بيئاتها المحيطة بها من نواحى متعددة، فنسيم البحر يؤدى الى زيادة نسبة بخار الماء فى هواء السواحل المجاورة، ويخفض من درجة حرارة الهواء عليها، يرفع من نسبة الأملاح المتطايرة، كما يؤثر نسيم البحر ونسيم البر فى حركة الملوثات الهوائية بين اليابس والماء، فى حين يضر نسيم الجبل بالمحاصيل المزروعة فى بطون الأودية الجافة أو على السفوح الدنيا للمنحدرات الجبلية. وبشكل عام فإن تنوع خصائص الهواء بالدورات الهوائية المحلية اليومية من بارد إلى دافئ أو من جاف إلى رطب تؤثر بالطبع على الدورة اليومية لنشاط الكائنات الحية بصورها المختلفة.

قياس اتجاه وسرعة الريـــاح :

تستخدم مراكز الأرصاد الجوية أجهزة متعددة فى رصد اتجاه الرياح وسرعتها فمنها من يحدد كل منهما ومنها من يسجل قيم كل منهما، وسوف نستعرض فيما يلى أهم أجهزة رصد الرياح.

١- رصد إتجاه الرياح :

يعرف اتجاه الرياح بإسم الجهة التى تهب منها، فعلى سبيل المثال الرياح الآتية من الشمال الشرقى نحو الجنوب الغربى تسمى رياح شمالية شرقية، والرياح الآتية من الغرب نحو الشرق تسمى رياح غربية. وهكذا. ويتم التعبير عن اتجاه الرياح بقياس قيمة درجة انحرافها عن إتجاه الشمال الذى يمثل صفر التدريج، فتكون الرياح شمالية إذا إنطبق اتجاهها مع (صفر° أو ٣٦٠°)، فى حين تكون الرياح شرقية إذا انطبق اتجاهها مع ٩٠°، وتكون جنوبية إذا انطبق اتجاهها مع ١٨٠°، وتكون غربية إذا إنطبق اتجاهها مع ٢٧٠°. ويمكن تقسيم الزاوية الدائرية بذلك إلى أربعة اتجاهات أو ثمانية اتجاهات، أو ستة عشر إتجاهاً كما هو موضح فى الشكل التالى رقم (٣٨ - أ).

ويستخدم جهاز دوارة الرياح Wind Vane لقياس اتجاه الرياح، وهو

يتركب من عمود فولاذى رأسى مرتكز على قاعدة فولاذية، مركب فى أعلاه سهماً معدنياً فى نهايته ذيل عريض خفيف الوزن لكى يسهل على الرياح تحريكه، ويثبت على العمود الفولاذى أسفل السهم ذراعان متقاطعان عمودياً تشير أطرافهما إلى الجهات الأصلية الأربع. وعندما تهب الرياح يتحرك ذيل السهم نحو الجهة التى تتجه نحوها الرياح ويشير رأس السهم إلى الجهة الآتية منها الرياح. وتثبت دوارة الرياح فوق المبانى أو أعلى محطات الرصد أو فى نهاية أعمدة مرتفعة مخصصة لذلك، وفى محطات الأرصاد الجوية تزود دوارة الرياح بمحولات تحول حركة السهم فى دوارة الرياح إلى تيار كهربائى يتم نقله إلى غرفة الرصد عن طريق أسلاك كهربائية متصلة بلوحة دائرية مقسمة إلى الاتجاهات الأصلية والفرعية ومحدد كل إتجاه بمصباح كهربائى فعندما يشير السهم إلى احدى الجهات الآتية منها الرياح خارج غرفة الرصد يضىء المصباح المثبت فوق الجهة نفسها باللوحة الدائرية داخل غرفة الرصد ويمكن للراصد أن يلاحظ ويسجل الجهة الآتية منها الرياح.

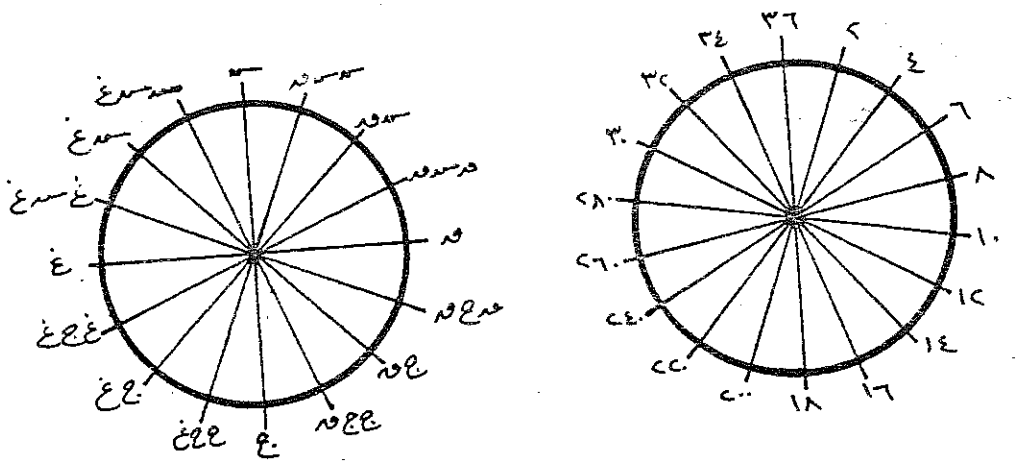
٢- رصد سرعة الرياح:

تقاس سرعة الرياح بالعقدة(١)، ويعرف الجهاز الذى يستخدم فى ذلك بالأنيمومتر Anemometer، ويتركب هذا الجهاز من عمود رأسى فولاذى مرتكز على قاعدة ويدور على طرفه الأعلى ثلاث أو أربع أذرع متساوية الطول ومتعامدة عليه، ينتهى كل ذراع بوعاء على هيئة نصف كرة (يشبه الفنجان)، وحين تؤثر فيه الرياح تدور هذه الأذرع، ويزداد دورانها بزيادة سرعة الرياح والعكس، ويمكن تسجيل عدد دورات الأذرع فى الثانية بواسطة عداد سرعة مثبت على قاعدة الجهاز، ويمكن بذلك قراءة قيمة سرعة الرياح – شكل رقم (٣٩).

ويمكن توصيل كل من دوارة الرياح، والأنيمومتر عبر الأسلاك الى ريشة

---

(١) تعادل العقدة ١,٨٥ كيلو متر/ ساعة، وتعادل أيضاً ٥١, متر/ ثانية.

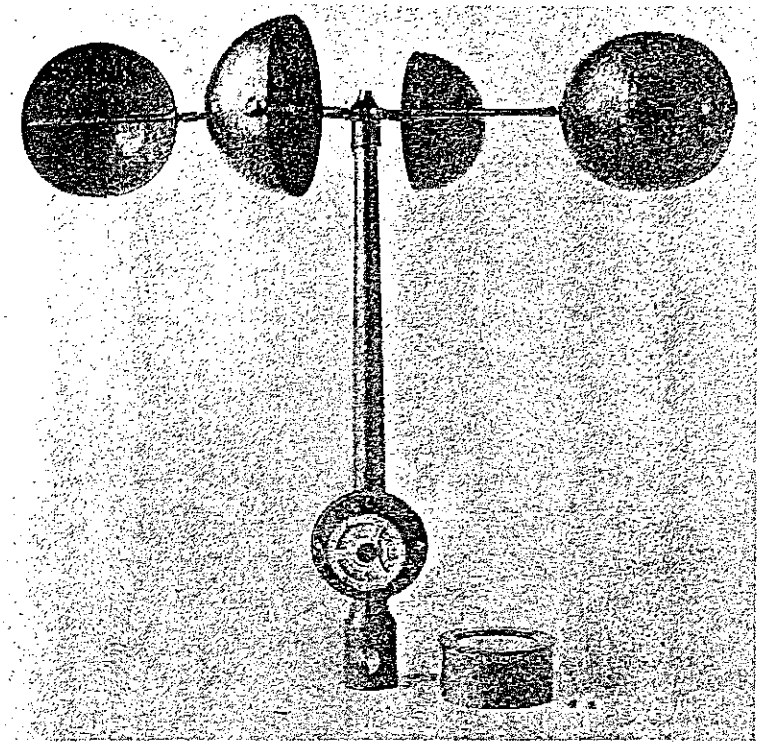


شكل رقم (٣٨)

تحديد إتجاهات الرياح

تتحرك على ورقة رسم بيانى مثبتة فوق أسطوانة تحركها ساعة زمنية بداخلها، وذلك لبيان سرعة واتجاه الرياح معاً. فتتحرك الرشية لرسم منحنى بيانى لكل من سرعة الرياح واتجاه الرياح وبذلك يكون من السهل متابعة التغير الزمنى لسرعة الرياح أو اتجاهها، كما يمكن توصيل كل من دوارة الرياح والأنيمومتر عبر الأسلاك بجهاز كمبيوتر وتسجيل السرعة والإتجاه فى أسطوانة ممغنطة، ويمكن طباعتها فى أى لحظة أو إرسالها آليا عبر شبكة الإتصالات الى جميع أنحاء العالم، أو تحليلها والاستفادة منها.

وفى حالة دوارة الرياح أو الأنيمومتر يجب تثبيت كل منهما على ارتفاع عشرة أمتار من السطح المثبت عليه قاعدة كل منهما، لكى تتفادى تأثير احتكاك



شكل رقم (٣٩)

جهاز الأنيمومتر لقياس سرعة الرياح

الرياح مع السطح، ولكى تتفادى التقلبات الناتجة عن الاختلافات فى طبيعة السطح، ولكى تكون الأجهزة بعيدة عن أى عوائق تصادف حركة الهواء.

• **الخلاصة**.. نخلص من دراسة الرياح مجموعة من النتائج الهامة نستعرضها فيما يلى:

١- تعرف الرياح بأنها الهواء المتحرك الذى ينشأ بفعل التباين فى كثافة الهواء وضغطه.

٢- يتحرك الهواء رأسياً فى صورة تيارات صاعدة إلى أعلى فوق نطاقات الضغط المنخفض، وهابطة إلى أسفل فوق نطاقات الضغط المرتفع متأثراً بالتباين فى كثافة الهواء، ودرجة حرارة سطح الأرض، وتشعبه أو التقاءه أفقيا، واعتراض مرتفعات سطح الأرض له.

٣- تعد الرياح الأفقية محصلة التغير فى الضغط الجوى، دوران الكرة الأرضية حول نفسها، قوة الاحتكاك، وقوة الجذب المركزية. فالتغير فى الضغط يؤثر فى الحركة الأفقية والرأسية للهواء، وحركة دوران الكرة الأرضية هى المسئولة عن انحراف الرياح إلى الاتجاهات الشرقية والغربية، وقوة إحتكاك الرياح بمظاهر سطح الأرض يؤدى إلى خفض سرعتها وتغيير اتجاهها، وتؤثر قوة الجذب المركزية فى قوة الرياح عندما تتحرك فى حركة دائرية عند حدوث الأعاصير والمنخفضات الجوية.

٤- تشكل الدورة الهوائية العامة على سطح الأرض الصورة المتكاملة النهائية لحركة الهواء الرأسية والأفقية على سطح الأرض والتى يقودها مجموعة العوامل المؤثرة فى كل منهما، فيتحرك الهواء أفقيا على سطح الأرض فى ثلاثة أنظمة دائمة منتظمة هى الرياح التجارية، الرياح العكسية ، والرياح القطبية، وفى نظام فصلى إقليمى تمثله الرياح الموسمية، وفى أنظمة محلية محدودة التأثير يمثلها نسيم البر ونسيم البحر، نسيم الجبل ونسيم الوادى.

المحاضرة الرابعة

الفصل الرابع

الضغط الجوي

Air Pressure

- تعريف الضغط الجوي
- قياس الضغط الجوي
- وحدة قياس الضغط الجوي
- التغير الرأسي للضغط الجوي
- التغير الأفقي للضغط الجوي
- نطاقات الضغط الجوي علي سطح الكرة الأرضية

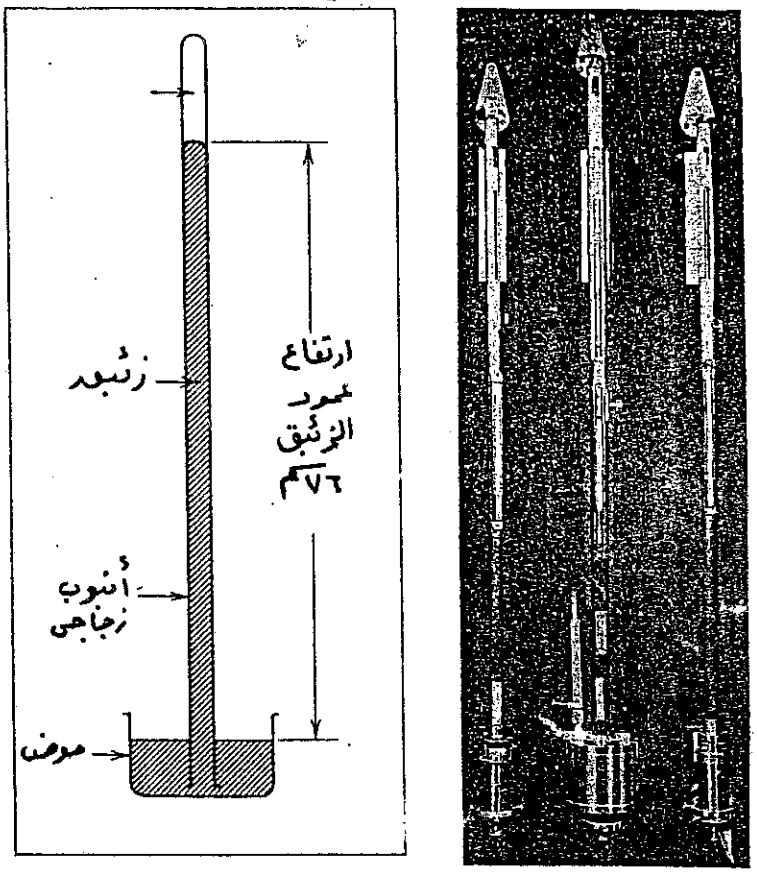
تعريف الضغط الجوي:

على الرغم من أننا لانرى الهواء فإننا نشعر به، فهو مادة غازية لها وزن يشكل قوة على سطح الأرض، والضغط الجوى هو مقدار هذه القوة فوق سطح الأرض، فالهواء مكون من مجموعة من الغازات وكل منها له جزئيات تكون فى حركة دائمة، والتراكم الهائل لجزئيات الغازات المكونة للهواء يمثل كتلة الهواء التى تنجذب نحو سطح الأرض بفعل الجاذبية الأرضية فتشكل ثقلاً (وزناً) عليه أو بمعنى آخر ضغطا عليه. وعلى هذا الأساس يعرف الضغط الجوى على أنه وزن عمود الهواء الذى يمتد من الحد العلوى للغلاف الجوى وحتى سطح الأرض فوق سنتيمتر مربع واحد على سطح الأرض.

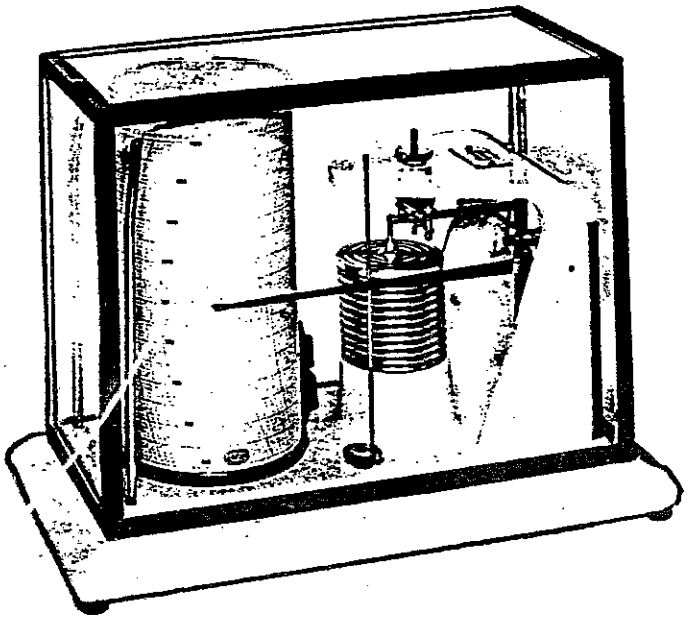
ويعد الضغط الجوى عاملاً بيئياً هاماً يؤثر فى حياة الكائنات الحية فهو ينظم عملية دفع الهواء داخل أجسامها (التنفس) وهو بذلك يؤثر فى كمية الهواء الداخلة إلى الجسم وبالتالى كمية الأكسجين التى يحتاجها الجسم، ويكون الضغط الجوى أنسب مايمكن لصور الحياة فى مستوى قريب من سطح البحر (أنسب مواقع سكنى الانسان) وفى حالة الارتفاع عن مستوى سطح البحر يتعرض الانسان لضيق التنفس والاختناق والدوار بسبب انخفاض الضغط الجوى وانخفاض كمية الهواء (وبالتالى الاكسجين) الداخلة إلى الجسم. ويعد الضغط الجوى أيضا عاملاً منظماً لحركة الهواء الرأسية والأفقية على سطح الأرض (الرياح) وهذا بدوره يشارك فى توزيع درجة الحرارة على سطح الأرض، وتوزيع كمية بخار الماء، وحركة السحب، وبالتالى التساقط، ويدل ذلك على أهمية الضغط الجوى وأثره على النظام البيئى على سطح الأرض.

قياس الضغط الجوي:

يستخدم جهاز **البارومتر** Barometer فى قياس الضغط الجوى، وهو إما زئبقى أو معدنى، فيتركب **البارومتر الزئبقي** من أنبوب زجاجى طوله متر واحد تقريبا، له نهاية مغلقة والأخرى مفتوحة وغاطسة فى حوض مملوء بالزئبق، – شكل رقم (٢٥) – ويضغط الهواء على الزئبق الموجود بالحوض فيرتفع الزئبق



البارومتر الزئبقي



البارومتر المعدني

البارومتر الجرافي

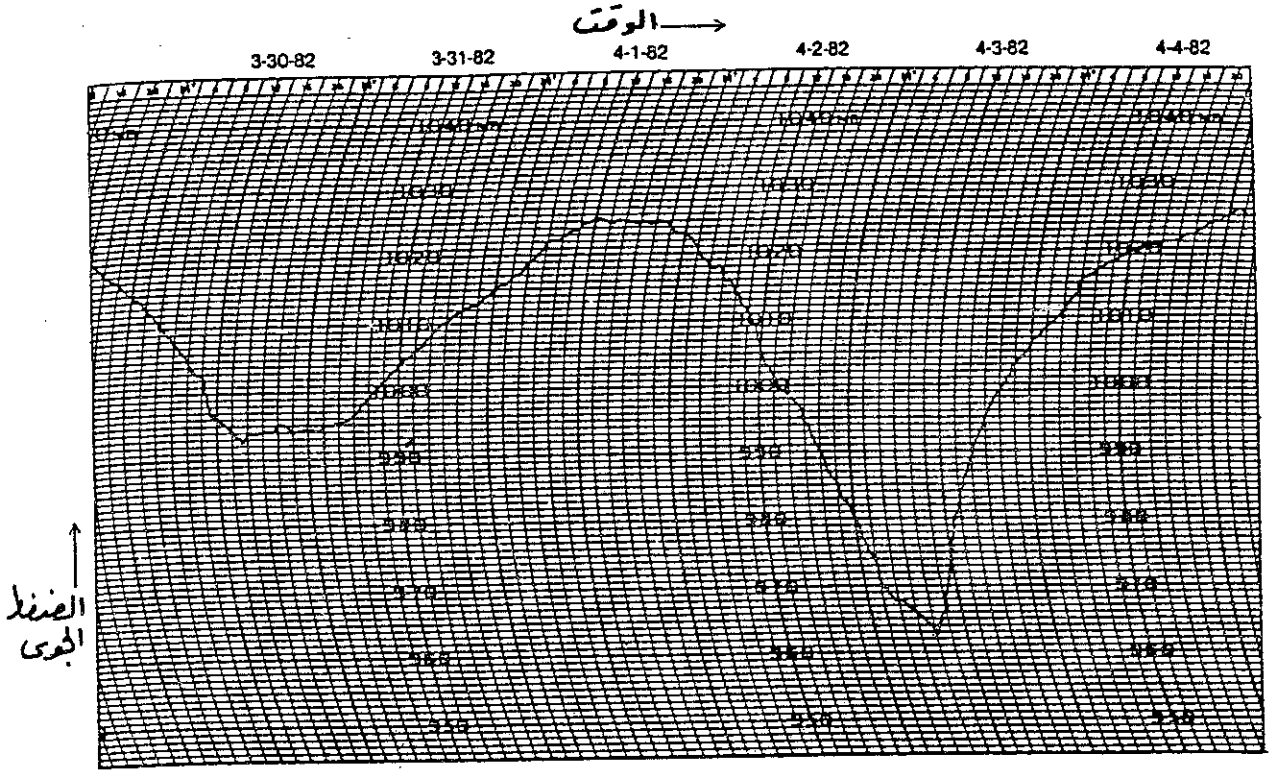
شكل رقم (٢٥)
آجهزة قياس الضغط الجوي

فى الأنبوب، وتبلغ قيمة الضغط الجوى العادى ارتفاع عمود الزئبق لمسافة ٧٦سم فى الانبوب، أما إذا زاد أو انخفض الضغط الجوى على ذلك فيرتفع أو ينخفض عمود الزئبق مشيراً إلى ذلك. وبعبارة أخرى فإن متوسط الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر يعادل ارتفاع عمود الزئبق لمسافة ٧٦سم.

أما **البارومتر المعدني** فيستخدم بدلا من الزئبق مجموعة من الصفائح المعدنية الرقيقة المجوفة والمفرغة من الهواء، فإذا زاد الضغط الجوى انكمشت نحو الداخل وتقلص تجويفها، واذا انخفض الضغط تعود إلى وضعها الأول وتنتفخ، وترتبط بحركة هذه الصفائح روافع تنقل الحركة إلى المؤشر الذى يتحرك فوق تدريج يحدد قيمة الضغط الجوى - شكل رقم (٢٥).

كما تستخدم محطات الأرصاد الجوية جهاز **الباروجراف** Barograph لقياس وتسجيل الضغط الجوى على ورقة من الرسم البيانى ملفوفة فوق أسطوانة تدور دورة كاملة كل ٢٤ ساعة (فى حالة الرصد ليوم واحد)، أو دورة كاملة كل أسبوع (فى حالة الرصد على مدار أسبوع)، والجهاز عبارة عن مجموعة الصفائح المعدنية الرقيقة (كما هو الحال فى البارومتر المعدنى) متصلة بروافع تنقل حركة انكماشها أو تمددها لريشة ترسم التغيرات فى الضغط الجوى على هيئة منحنى بيانى موزعاً على محور أفقى يمثل الزمن ومحور رأسى يمثل قيم الضغط الجوى. شكل رقم (٢٦).

وتحتاج عملية قياس الضغط الجوى بالبارومتر أو بالباروجراف فى مراكز الأرصاد الجوية الموزعة على مستوى العالم إلى توحيد أسس قراءة وتسجيل الضغط الجوى حتى تكون المقارنة والربط واستخلاص النتائج من قراءات الضغط الجوى وخرائطه صحيحة، ولكى يتم ذلك يتم التخلص من أثر العوامل المكانية المتباينة بكل مرصد التى تؤثر فى الضغط الجوى مثل اختلاف مناسيب مراكز الأرصاد الجوية فيتم تعديل قيمة الضغط الجوى لتصبح منسوبة إلى مستوى سطح البحر بدلاً من مستوى سطح الأرض عند المرصد، واختلاف درجة حرارة الهواء عند كل مرصد فيتم تعديل قيمة الضغط الجوى لتنسب إلى درجة الصفر المئوى



شكل رقم (٢٦)

منحني التغير في الضغط الجوي كما يوقعه جهاز الباروجراف

بدلا من درجة حرارة المرصد، واختلاف تأثير الجاذبية الأرضية فمن المعروف أن قوة الجاذبية عند القطبين أقل منها عند الدائرة الاستوائية بسبب زيادة طول القطر الاستوائى عن أقطار دوائر العرض الأخرى وانخفاض معدل سرعة دوران الكرة الأرضية (كم/ ساعة) بالاتجاه من الدائرة الاستوائية نحو القطبين، فيتم تعديل قيمة الضغط الجوى وتنسب إلى متوسط قيمة الجاذبية الأرضية بدلاً من قيمتها عند درجة عرض المرصد. وبهذه الطريقة يتم توحيد أسس قراءة الضغط الجوى فى جميع جهات العالم، وتسجل قراءات الضغط وكأنها رصدت فى ظروف مكانية متشابهة وتكون المقارنة بينها صحيحة.

وحدة قياس الضغط الجوي:

يستخدم السنتيمتر أو الملليمتز أو البوصة فى قياس الضغط الجوى، ولكن الشائع هو استخدام وحدة الملليبار فى قياس الضغط الجوى، والملليبار يعادل ٧٥,

ملليمتر، فإذا كان الضغط الجوى الطبيعى عند مستوى سطح البحر يعادل ٧٦٠مم (مقدار ارتفاع الزئبق فى انبوب البارومتر الزئبقى) فإنه يعادل ١٠١٣,٢٥ ملليبار، ويعتبر ا لضغط مرتفعا إذا زاد عن ذلك والعكس صحيح(١).

وفى الغالب يتراوح الضغط الجوى على سطح الكرة الأرضية بين ٩٧٠ ملليبار، ١٠٥٠ ملليبار، ومع ذلك فقد سجلت أدنى قيمة للضغط الجوى وهى ٨٧٠ ملليبار فى ٢١ أكتوبر عام ١٩٧٩م فى مركز اعصار التيفون فوق المحيط الهادى شمال غرب جوام، فى حين سجلت أعلى قيمة له وهى ١٠٨٣,٨ ملليبار فى آجاتا بسيبيريا فى ١٣ ديسمبر ١٩٦٨م.

التغير الرأسي للضغط الجوي:

من المعروف أن الهواء قابل للإنضغاط، فهو متغير الحجم والكثافة، ولأن الهواء يكون متراكماً رأسياً (طبقات الغلاف الجوى) فإن الهواء الموجود فى الحد السفلى للغلاف الجوى (الملامس لسطح الأرض) يتحمل وزن الهواء الذى يعلوه حتى نهاية الحد العلوى للغلاف الجوى، ولهذا يكون الهواء فى الطبقات السفلى للغلاف الجوى أكثر ضغطاً من الهواء الذى يعلوه، فكلما إرتفعنا رأسيا بعيداً عن سطح البحر ينخفض سمك الغلاف الجوى وتتناقص الغازات الثقيلة التى تدخل فى تركيبه ويصبح أقل وزناً (ضغطاً). ومعنى ذلك أن الضغط الجوى يكون أكبر مايمكن عند سطح الأرض وينخفض تدريجيا بالارتفاع رأسياً بعيداً عنه.

ويوضح الجدول التالى رقم (٢) والشكل رقم (٢٧) معدلات الانخفاض فى الضغط الجوى بالارتفاع رأسياً بعيداً عن مستوى سطح البحر، ويتبين من تتبع أرقام الجدول أن الضغط الجوى يكون أكبر مايمكن عند مستوى سطح البحر (١٠١٣,٢٥ ملليبار) ثم ينخفض تدريجيا بالارتفاع ولايأخذ هذا الانخفاض

---

(١) يعادل المللبار ١٠٠٠ داين/سم^{٢}، ١٠٠ بسكال، ٠٠١, من البار.

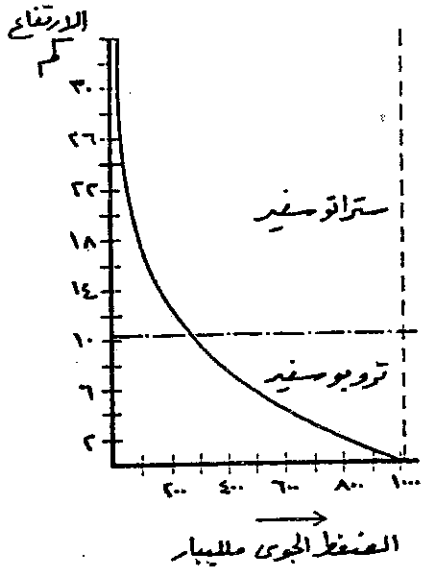
– الداين هو مقدار القوة اللازمة لتحريك جرام واحد من المادة ملليمتر واحد فى الثانية.

– الضغط الجوى عند مستوى البحر (ملليبار) = ٧٦,م (قيمة الضغط الجوى) × ٩٨٠,٦٢سم/ ثانية^{٢} (عجلة الجاذبية) × ١٣,٩٥ جرام/ سم^{٣} (كثافة الزئبق) = ١٠١٣٢٥٠ داين / سم^{٢} = ١٠١٣,٢٥ ملليبار

نقلا عن .. (Cole., op.cit., p. 50)

معدلات ثابتة كما هو مقسم فى معدلات الزيادة فى المسافة (كل ٥٠٠ متر)، ولكن يأخذ الانخفاض فى الضغط الجوى بالارتفاع بعيداً عن مستوى سطح البحر معدلاً متناقصاً، فينخفض الضغط الجوى على بعد ٥٠٠ متر فوق مستوى سطح البحر نحو ٥٨,٦٤ملليبار، ثم ينخفض بعد ٥٠٠ متر أخرى (على بعد ١٠٠٠ متر فوق مستوى سطح البحر) نحو ٥٥,٨٥ ملليبار، ثم ينخفض بمقدار ٥٣,١٧ ملليبار بعد ٥٠٠ متر أخرى وينخفض معدل الانخفاض فى الضغط الجوى هكذا تدريجيا حتى تصل قيمة الضغط الجوى إلى نحو ١١,٩٧ على ارتفاع ٣٠ كيلو متراً تقريباً.

ويستدل من قيم التغير الرأسى للضغط الجوى أن حوالى نصف وزن الغلاف الجوى يقع بين سطح الأرض وارتفاع ٥,٥ كم، وأن نحو ٩٩ ٪ من وزن الغلاف الجوى يقع بين سطح الأرض وارتفاع ٣٠ كم.



شكل رقم (٢٧)
منحني الانخفاض في الضغط الجوي رأسياً بالارتفاع بعيدا عن مستوي سطح البحر

جدول رقم (٢)

معدلات الانخفاض في الضغط الجوي بالارتفاع رأسياً بعيداً عن سطح البحر(١)

الارتفاع كم	الضغط الجوي ملليبار	معدل التغير بالارتفاع ملليبار / ٥,٠ كم
٣٠	١١,٩٧	١,٣٥
٢٥	٢٥,٤٩	٢,٩٨
٢٠	٥٥,٢٩	٤,٦٩
١٩	٦٤,٦٧	٥,٤٩
١٨	٧٥,٦٥	٦,٤٢
١٧	٨٨,٤٩	٧,٥٢
١٦	١٠٣,٥٢	٨,٨٠
١٥	١٢١,١١	١٠,٢٩
١٤	١٤١,٧٠	١٢,٠٥
١٣	١٦٥,٧٩	١٤,١٠
١٢	١٩٣,٩٩	١٦,٥٠
١١	٢٢٦,٩٩	١٩,٠٠
١٠	٢٦٤,٩٩	٢١,٥١
٩	٣٠٨,٠٠	٢٤,٢٥
٨	٣٥٦,٥١	٢٧,٢٧
٧	٤١١,٠٥	٣٠,٥٦
٦	٤٧٢,١٧	٣٣,٢٢
٥,٥	٥٠٥,٣٩	٣٥,٠٩
٥	٥٤٠,٤٨	٣٧,٠٤
٤,٥	٥٧٧,٥٢	٣٩,٠٨
٤	٦١٦,٦	٤١,٢٠
٣,٥	٦٥٧,٨	٤٣,٤١
٣	٧٠١,٢١	٤٥,٧٠
٢,٥	٧٤٦,٩١	٤٨,١٠
٢	٧٩٥,٠١	٥٠,٥٨
١,٥	٨٤٥,٥٩	٥٣,١٧
١	٨٩٨,٧٦	٥٥,٨٥
٥,	٩٥٤,٦١	٥٨,٦٤
مستوي سطح البحر	١٠١٣,٢٥	-

1- Moran, M., & Morgan, D., op. cit., p 541.

ويكون من نتيجة التغير الرأسى للضغط الجوى بالارتفاع أن يتباين الضغط الجوى تبعاً لتباين منسوب سطح اليابس فعلى سبيل المثال، المكان الذى يرتفع منسوبه عن مستوى سطح البحر بحوالى ١٥٠٠ متراً سوف يؤثر فيه ضغط جوى يعادل نحو ٨٣٪ من قيمة الضغط الجوى عند مستوى سطح البحر.

ويؤثر إنخفاض الضغط الجوى بالارتفاع رأسيا بعيداً عن مستوى سطح البحر سلباً على صحة الانسان ومعيشته، فيؤدى انخفاض الضغط الجوى إلى انخفاض كمية الأكسجين الداخلة إلى الدم عبر الرئتين، ويحدث مايعرف بدوار الجبل على ارتفاع يتراوح بين ٣٠٠٠ متراً، ٤٥٠٠ متراً فوق مستوى سطح البحر ويسبب الضعف والصداع ونزيف الأنف.

كما يؤثر انخفاض الضغط الجوى بالارتفاع على الدرجة التى يغلى عندها الماء (١٠٠°م عند مستوى سطح البحر)، فعلى سبيل المثال يغلى الماء عند ٩٠°م على ارتفاع ٣٣٠٠متراً فوق مستوى سطح البحر، يغلى عند ٨٤° م على ارتفاع ٥٠٠٠متراً فوق مستوى سطح البحر. ويترتب على انخفاض درجة غليان الماء بالارتفاع بعيدا عن سطح البحر زيادة المدة التى يحتاجها طهى الطعام بالغليان بالمقارنة مع مثيلتها عند سطح البحر.

كما يؤثر انخفاض الضغط الجوى بالارتفاع فى المركبات الجوية وبخاصة طائرات نقل البضائع والركاب، فيجب أن يتعادل الضغط الجوى داخل الكابينة مع مثيله عند مستوى سطح البحر طوال رحلة الطيران. ويتم ذلك منذ اللحظة الأولى للاقلاع، فعلى سبيل المثال اذا ارتفعت الطائرة إلى مستوى ٥٠٠٠متراً فوق مستوى سطح البحر فسوف ينخفض الضغط الجوى ليصل إلى نحو نصف قيمته تقريبا عند سطح البحر، فيكون من اللازم أن يزداد الضغط الجوى داخل كابينة الطائرة تدريجياً منذ لحظة الإقلاع حتى هذا الارتفاع بنحو نصف قيمته عند سطح البحر وذلك لتعويض الانخفاض الذى حدث فى الضغط الجوى بالارتفاع ولكى يتعادل مع قيمته عند مستوى البحر. وبالمثل فى حالة الهبوط من أعلى إلى

سطح الأرض يتم تخفيض الضغط الجوى داخل الكابينة تدريجيا ليتعادل مع قيمته عند مستوى سطح البحر، ويؤدى التغير السريع فى الضغط الجوى إلى حدوث الطنين وهو الشعور بالضغط والرنين داخل الأذن حينما تقوم الأذن بوظيفة معادلة الضغط بين الأذن الخارجية والأذن الوسطى.

التغير الأفقي للضغط الجوي:

يتباين الضغط الجوى من مكان إلى آخر على سطح الأرض، ويعبارة أخرى يتباين وزن الكتل الهوائية المؤثرة فى سطح الأرض، فتشكل كتلة هوائية توجد فوق مكان ما على سطح الأرض ضغطاً أكبر أو أقل من كتلة هوائية أخرى توجد فوق مكان آخر على سطح الأرض، ولقد دلت الدراسات على أن تباين وزن الكتل الهوائية يرجع أساساً إلى تباين كثافة الهواء التى تتبع بدورها التغير فى درجة حرارة الهواء ومقدار مايحتويه الهواء من بخار الماء، وينسب لدرجة الحرارة الأثر الأكبر فى تباين الضغط الجوى بالمقارنة بأثر بخار الماء فى ذلك، وهو ماسوف نستوضحه فى العرض التالى.

١- أثر درجة الحرارة في تباين الضغط الجوي:

عندما ترتفع الطاقة تتزايد الطاقة الحركية لجزئيات الهواء وترتفع درجة حرارته، فتزيد المسافات بين جزئيات الهواء (يتمدد الهواء) فيؤدى ذلك إلى انخفاض كثافته وإنخفاض ضغطه. والعكس صحيح، وعلى هذا الأساس فإذا تساوت كتلتان هوائيتان فى الحجم واختلفتا فى درجة حرارة فإن الكتلة الحارة سوف تشكل ضغطاً أقل من مثيله الذى تسببه الكتلة الباردة.

٢- أثر بخار الماء في تباين الضغط الجوي:

تعنى زيادة نسبة بخار الماء فى الهواء إنخفاض كثافته وإنخفاض ضغطه، فالهواء الرطب أقل كثافة من الهواء الجاف (فى حالة تشابه درجة حرارة كل منهما) ويرجع السبب فى ذلك إلى أن وزن جزئيات الماء أقل من متوسط وزن جزئيات الهواء الجاف، فعندما تدخل جزئيات الماء الغلاف الجوى كغاز (بخار الماء)، فهى تحل محل جزئيات غاز آخر وبخاصة النيتروجين والاكسجين، ولأن

وزن جزئ النيتروجين N_2، أو الاكجسين O_2 أكبر من وزن جزىء الماء H_2O فعندما يزداد بخار الماء فى الهواء ينخفض وزن الهواء وتنخفض كثافته وبالتالى ينخفض ضغطه، وعلى هذا الأساس فإذا تساوت كتلتان هوائيتان فى الحجم ودرجة الحرارة وكانت إحداهما جافة والأخرى رطبة فسوف تشكل الكتلة الرطبة ضغطا أقل من الكتلة الجافة.

وتبعاً لتغير درجة الحرارة وكمية بخار الماء فى الكتل الهوائية، يتباين الضغط الجوى، فالكتل الهوائية الحارة الرطبة أقل ضغطاً من الكتل الهوائية الباردة الجافة، وأقل ضغطاً من الكتل الهوائية الحارة الجافة. والكتل الهوائية الباردة الرطبة أقل ضغطاً من الكتل الهوائية الباردة الجافة. وعندما تتبدل كتلة هوائية بأخرى فى مكان ما (الحركة الأفقية للهواء) فيكون ذلك مسئولاً عن تغير الضغط الجوى فى هذا المكان، فالتغير فى خصائص الكتل الهوائية (درجة حرارتها، كمية ماتحتويه من بخار الماء) يقابله تغير الضغط الجوى، وهذا مايحدث بالفعل على سطح الكرة الأرضية عندما تتحرك الكتل الهوائية من أقاليم باردة إلى أقاليم حارة والعكس، أو عندما تتحرك الكتل الهوائية الرطبة من فوق المسطحات المائية إلى أقاليم اليابس المجاور الأقل رطوبة.

٣- أثر تقابل الهواء أو تشعبه أفقيا في تباين الضغط الجوي:

بالاضافة إلى أثر كل من درجة حرارة الهواء، ومقدار مايحتويه الهواء من بخار الماء فى تغير الضغط الجوى أفقيا من مكان إلى آخر على سطح الأرض، يتغير الضغط الجوى أفقيا أيضا بسبب التغير فى كمية الهواء الذى يتحرك أفقياً ومايترتب على ذلك من هبوط أو صعود الهواء رأسياً. فإذا إفترضنا أن الهواء يتحرك أفقياً متشعباً Air Diverges فى جميع الاتجاهات مبتعداً عن مركز ما، فإن ذلك يسمح بهبوط الهواء من طبقات الجو العليا مندفعاً نحو هذا المركز ليحل محل الهواء الذى إبتعد أفقياً، فإذا كان اندفاع الهواء الهابط إلى المركز أكبر من سرعة الهواء المتحرك أفقيا بعيداً عن المركز فإن كثافة الهواء والضغط الجوى يرتفعان (وهذا مايحدث بالفعل عند القطبين)، وبالعكس فى حالة ما إذا تحرك الهواء أفقيا من جميع الاتجاهات متجهاً نحو مركز ما فإن تقابل الهواء Air Converges

يؤدى إلى صعود الهواء إلى أعلى، فإذا كان اندفاع الهواء الصاعد عند المركز يفوق اندفاع الهواء المتحرك أفقيا نحوه فإن كثافة الهواء والضغط الجوى ينخفضان. (وهذا مايحدث بالفعل عند الدائرة الاستوائية)، ومن هنا يكون من المتوقع أن ينخفض الضغط الجوى عند الاستواء ويرتفع عند القطبين.

نطاقات الضغط الجوي علي سطح الأرض:

نستنتج من العرض السابق للعوامل المؤثرة فى توزيع الضغط الجوى أفقياً أن توزيع الضغط الجوى على سطح الكرة الأرضية سوف يتبع التغير فى درجة حرارة الهواء، وكمية بخار الماء الموجودة بالهواء أو الاثنين معاً، وحركة تقابل الهواء أفقيا وصعوده إلى أعلى، أو هبوطه إلى أسفل وتشعبه أفقيا .

وتبعاً للحركة الأفقية للهواء على سطح الأرض (١) شكل رقم (٢٨)، ينساب الهواء أفقيا من العروض المعتدلة نحو الدائرة الاستوائية متقابلاً Air Conrerge عندها حيث ترتفع درجة الحرارة ونسبة بخار الماء فى الجو، ومن ثم تنخفض كثافة الهواء وينخفض ضغطه ويندفع إلى أعلى صاعداً نحو الغلاف الجوى، فينخفض الضغط عند الدائرة الاستوائية. فى حين يؤدى صعود الهواء إلى أعلى إلى برودته وتكاثف بخار الماء، فتزداد كثافته ويرتفع ضغطه فينساب فى اتجاه القطبين فيهبط جزء منه نحو سطح الأرض حول دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً مشكلاً نطاقاً من الضغط المرتفع، بينما يتابع الجزء الباقى انسيابه نحو القطبين فتزداد كثافته ويترفع ضغطه بشكل أكبر فيهبط مندفعاً عند القطبين مشكلاً نطاقاً آخراً من الضغط المرتفع فوق القطبين .

وتبعاً لذلك يتحدد أربعة نطاقات للضغط الجوى المرتفع على سطح الأرض هى:

١- نطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° شمالاً.

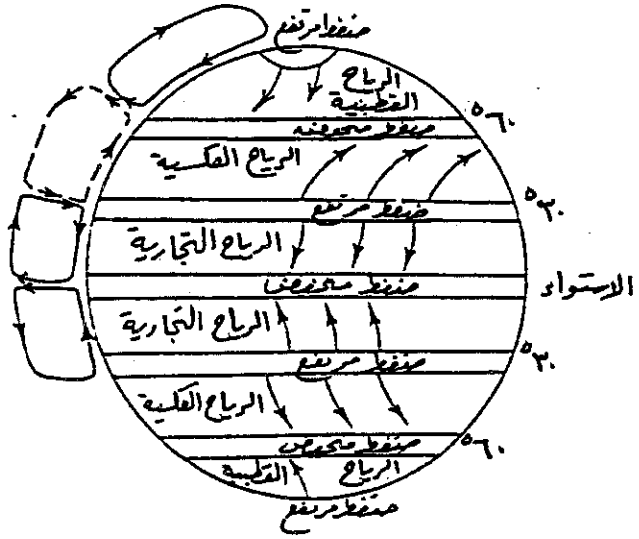
٢- نطاق الضغط المرتفع حول دائرة عرض ٣٠° جنوباً.

١- سيتم دراستها بالفصل الخامس.

٣- نطاق الضغط المرتفع فوق القطب الشمالى.

٤- نطاق الضغط المرتفع فوق القطب الجنوبى.

ونتيجة لهبوط الهواء عند كل من القطبين واصطدامه بسطح الأرض يتشعب الهواء Air Diverges وينساب أفقيا من القطب متجها نحو الدائرة القطبية (الرياح القطبية)، وبالمثل ينساب الهواء أفقيا بعد هبوطه وإصطدامه بسطح الأرض عند دائرتى عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً متشعباً فى اتجاهين الأول نحو دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً (الرياح العكسية) والثانى نحو الدائرة الاستوائية (الرياح التجارية)، فيتقابل الهواء المتجه أفقيا من كل من القطب ودائرة عرض ٣٠° عند دائرة عرض ٦٠° ويرتفع صاعداً مكوناً نطاقاً من الضغط المنخفض.



شكل رقم (٢٨)

توزيع نطاقات الضغط الجوي علي سطح الكرة الأرضية وعلاقة ذلك بحركة الهواء الأفقية والرأسية

وتبعاً لذلك يتحدد ثلاث نطاقات للضغط المنخفض على سطح الأرض هى:

١- نطاق الضغط المنخفض عند الدائرة الاستوائية.

٢- نطاق الضغط المنخفض حول دائرة عرض ٦٠° شمالاً.

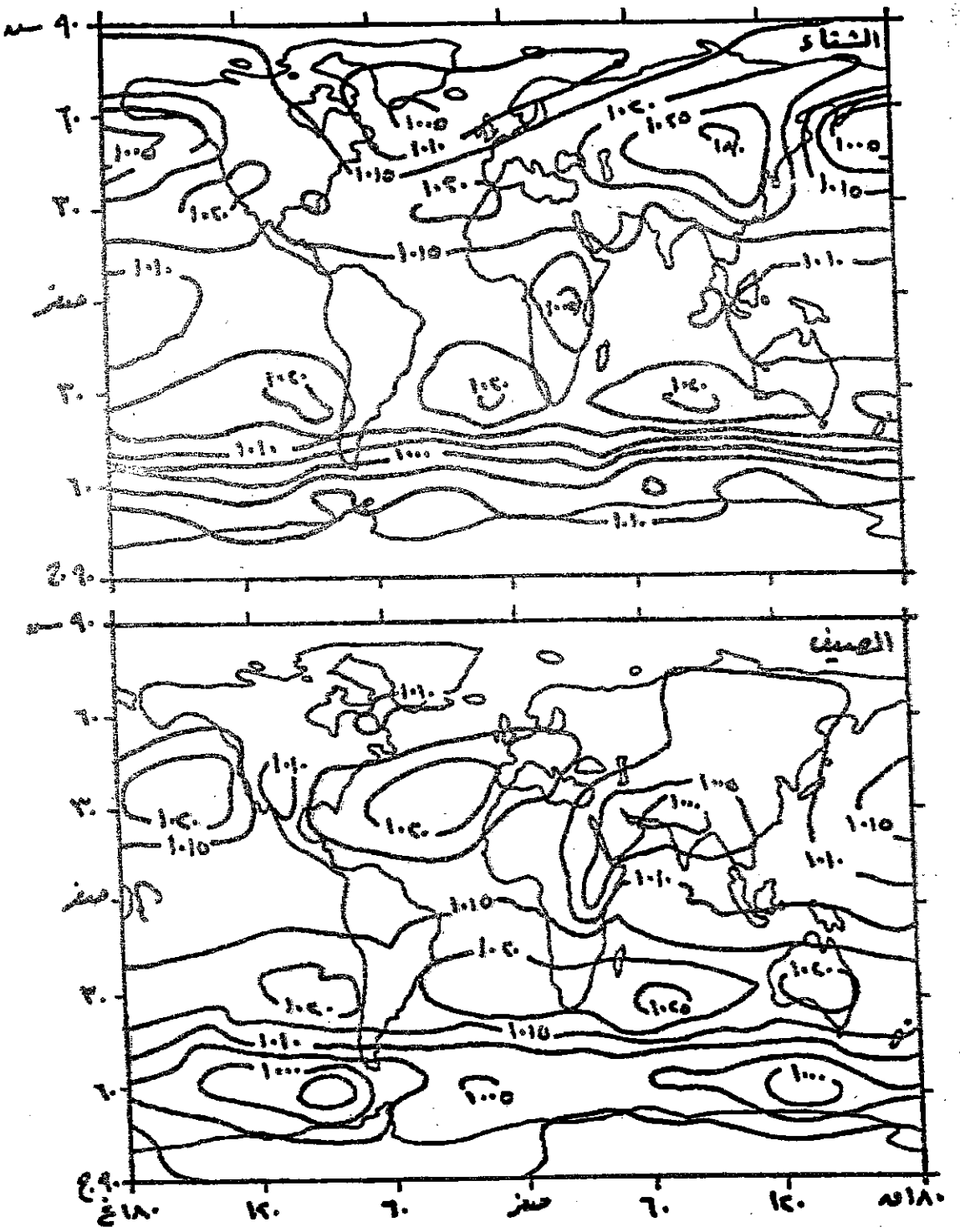
٣- نطاق الضغط المنخفض حول دائرة عرض ٦٠° جنوباً.

ويمثل الضغط الجوى على الخرائط باستخدام المليبار، حيث توقع قيم الضغط الجوى فوق مراكز الأرصاد الجوية فى العالم، ثم يتم انشاء خطوط تساوى الضغط Isobars وذلك بتوصيل قيم الضغط الجوى المتساوية (المسجلة عند مستوى سطح البحر) معاً، ويدل تقارب خطوط الضغط المتساوى على تغير الضغط الجوى بمعدلات سريعة، فى حين يدل تباعدها على تغير الضغط الجوى بمعدلات بطيئة.

ويوضح الشكل التالى رقم (٢٩) توزيع خطوط الضغط المتساوى على خريطة العالم فى فصلى الشتاء، الصيف ويمكن من خلاله تتبع التباين فى توزيع الضغط الجوى على النحو التالى:

١- يظهر الانخفاض فى الضغط الجوى بوضوح فى الأقاليم الاستوائية والمدارية الحارة والحارة الرطبة فوق الغابات والمحيطات المدارية، فى حين يظهر الارتفاع فى الضغط الجوى بوضوح فى الاقاليم القطبية الباردة والباردة الجافة فوق يابس القارات.

٢- تتزحزح نطاقات الضغط الجوى فى فصل الشتاء نحو الجنوب بضع درجات عرضية، ويحدث العكس فى فصل الصيف حيث تزحزح نطاقات الضغط الجوى نحو الشمال بضع درجات، ويحدث ذلك بسبب إنتقال تعامد الشمس بين مدارى الجدى (فى الشتاء) والسرطان (فى الصيف) ومايتبع ذلك من تغير صافى الاشعاع الشمسى ودرجة الحرارة على دوائر العرض المختلفة فيؤثر بدوره على نطاقات الضغط الجوى أيضا. ويؤدى هذا التزحزح فى نطاقات الضغط الجوى إلى تزحزح حركة الهواء الأفقية على سطح الأرض ويكون ذلك مسئولاً عن تغير الخصائص المناخية موسمياً.



شكل رقم (٢٩)
توزيع متوسط الضغط الجوي (عند مستوي سطح البحر)
خلال فصلي الشتاء والصيف علي سطح الكرة الأرضية

٣- يكون التغير فى الضغط متوافقا مع امتداد دوائر العرض فى نصف الكرة الجنوبى، فى حين لايكون كذلك فى نصف الكرة الشمالى، ويرجع ذلك إلى زيادة مساحة المسطحات المائية فى نصف الكرة الجذوبى بالمقارنة بمساحة يابس القارات، وزيادة مساحة يابس القارات فى نصف الكرة الشمالى بالمقارنة مع مساحة المسطحات المائية مما يؤدى إلى تداخل أكبر بينهما فى نصف الكرة الشمالى وتبايناً أكبر فى درجة الحرارة وكمية بخار الماء فى الهواء بين اليابس والماء وبالتالى تبايناً أكبر فى الضغط الجوى.

* الخلاصة.. نخلص من دراسة الضغط الجوى مجموعة من النتائج الهامة نستعرضها فيما يلى:

١- يعد الضغط الجوى عاملاً بيئياً هاماً يؤثر فى عملية التنفس ومعيشة الكائنات الحية وبخاصة صحة الإنسان ونشاطه.

٢- يعد الضغط الجوى عاملاً مناخياً هاماً ناتجاً بفعل التباين فى كثافة الهواء التى تتغير تبعاً للتغير فى درجة الحرارة وكمية بخار الماء فى الهواء، وحركة الهواء الأفقية والرأسية.

٣- ينخفض الضغط الجوى بالارتفاع بعيداً عن سطح الأرض بمعدل متناقص بسبب انخفاض سمك الغلاف الجوى وتناقص الغازات الثقيلة التى تدخل فى تركيبه.

٤- يتباين الضغط الجوى من مكان إلى آخر على سطح الأرض تبعاً لتباين كثافة الهواء التى تتبع بدورها التغير فى درجة حرارة الهواء، ومقدار مايحتويه الهواء من بخار ماء، وبسبب تقابل الهواء أو تشعبه أفقياً.

٥- يوجد سبعة نطاقات للضغط الجوى على سطح الأرض أربعة نطاقات منها للضغط المرتفع وثلاثة للضغط المنخفض، ويعد توزيع هذه النطاقات عاملاً أساسياً يؤثر فى الدورة الهوائية على سطح الأرض ويحدد مساراتها.

المحاضرة السابعة

الفصل السابع

التكـــاثف

Condensation

- تعريف التكاثف
- الندي
- الصقيع
- الضباب
- السحب
- رصد السحب

تعريف التكاثف Condensation

التكاثف هو تحول بخار الماء من الحالة الغازية إلى الحالة السائلة (قطرات مائية) أو إلى الحالة الصلبة (بلورات ثلجية) . ولكى يحدث التكاثف يجب أن يتوافر شرطين أساسين: الأول، أن تنخفض درجة حرارة الهواء إلى أقل من نقطة الندى التى تعبر عن درجة الحرارة التى يصبح عندها الهواء مشبعاً ببخار الماء أما الثانى، أن تتوفر نوايات التكاثف Nuclei of condensation، وهى جسيمات الغبار الجوى والمواد العالقة من بلورات ملحية وبعض الأحماض والأكاسيد المتطايرة وذرات الغبار والأتربة التى يحملها الهواء، حيث تجذب هذه الجسيمات جزئيات بخار الماء فى الهواء وتتجمع فوقها مكونة قطرات مائية صغيرة أو بلورات ثلجية تبعاً لدرجة حرارة نقطة الندى.

وتتكون معظم نوايات التكاثف من الأملاح التى يحملها الهواء فوق المسطحات المائية المالحة حيث من المعروف أن البلورات الملحية المتطايرة تنجذب إليها جزئيات بخار الماء بقوة أكبر من ذرات الغبار والأتربة، فجسيمات الأملاح لها قابلية كبيرة على امتصاص بخار الماء بسرعة وذوبانها فيه مكونة محاليل تعمل بدورها كنوايات جديدة يتكاثف عليها جزئيات أخرى من بخار الماء، ولهذا يمكن أن يحدث التكاثف فى الهواء الذى يحملها دون أن يصل إلى درجة التشبع.

ويحدث التكاثف فى مستويات متباينة من الغلافة الجوى، فيحدث التكاثف فوق سطح الأرض ومحتوياته مباشرة وهو مايعرف بالندى Dew، الصقيع frost، ويحدث على مستويات قريبة من سطح الأرض (لايتجاوز إرتفاعه بضعة مئات من الامتار) وهو مايعرف بالضباب Fog، ويحدث على مستويات بعيدة من سطح الأرض (لايتجاوز إرتفاعها ١٣كيلو مترا) وهو مايعرف بالسحب Cloud.

الندي Dew

يتكون الندى عندما يتكاثف بخار الماء فوق سطح الأرض فيظهر، على شكل قطرات مائية تتكاثف فوق سطح الأرض والأجسام الصلبة، وهو محصلة

تبدد الاشعاع الأرضى فى الغلاف الجوى والفضاء الخارجى، وعلى الرغم من أن غازات الاحتباس الحرارى الموجودة فى الغلاف الجوى تعيد الاشعاع الأرضى الحرارى مرة أخرى نحو سطح الأرض فترفع من درجة حرارته مرة أخرى إلا أن صفاء الجوء وخلوه من السحب أثناء الليل وسكون الهواء وهدوءه يعمل على تبديد الاشعاع الأرضى نحو الفضاء الخارجى فيكون الاشعاع المنبعث من سطح الأرض أكثر من مثيله الذى يستقبله من الغلاف الجوى فيصبح سطح الأرض أبرد من الهواء الذى يعلوه، ومع التبريد المستمر فعندما يصبح الهواء مشبعاً (نقطة الندى) واستمر انخفاض درجة حرارته يتكاثف بخار الماء على سطح الأرض نفسه على هيئة قطرات مائية تعرف بالندى وذلك فى حالة ما اذا كانت درجة حرارة الهواء أعلى من الصفر المئوى.

الصقيع Frost :

وهو عبارة عن بلورات من الثلج تتكاثف فوق سطح الأرض والأجسام الصلبة، ويتكون الصقيع للاسباب نفسها التى تكون الندى، ولكن عندما تنخفض درجة حرارة الهواء عندما يصبح مشبعاً ببخار الماء (نقطة الندى) إلى دون الصفر المئوى، ويسمى فى هذه الحالة الصقيع الهوائى، وحين يحدث الصقيع بين ثنايا التربة عندما تنخفض درجة حرارة التربة إلى دون الصفر المئوى يسمى بالصقيع الأرضى.

ويعد الصقيع أحد الأخطار المناخية على الزراعة، وبخاصة زراعة محاصيل الخضر، ويتوقع حدوث الصقيع فى النطاقات الزراعية المجاورة للترع والمصارف حيث يتزايد بخار الماء العالق فى الهواء فوقها، ويسبب الصقيع تجمد المياه فى جسم النبات، بين الخلايا فيزداد حجمه مما يسبب تقطع الأغشية البروتولازمية وموت الخلايا، كما يتسبب ذوبان الماء بداخلها بعد ارتفاع درجة الحرارة إلى انتفاخ البروتوبلازم بسرعة كبيرة ممايؤدى أيضا إلى تقطعها وموت الخلايا أيضا.

كما يؤدى حدوث الصقيع إلى تجمد المياه فى التربة الزراعية وبذلك يمنع تحرك المياه إلى جسم النبات فتتوقف عملية النتح وتذبل الأوراق والساق

تدريجيا باستمرار تعرض المحصول للصقيع مما يؤدى إلى انخفاض الانتاج الزراعى.

ويحدث الصقيع بشكل متكرر فى الشتاء بخاصة، ومع بداية الربيع ونهاية الخريف، وتتعرض له معظم جهات العالم ولكن يزداد احتمال حدوثه وطول مدته بالاتجاه نحو القطبين. وتتعدد طرق مقاومة الصقيع والتقليل من أضراره بهدف رفع درجة حرارة الحقول الزراعية ، ومن أهم تلك الطرق التدفئة باستخدام مواقد الكيروسين التى تتوسط الحقول الزراعية واشعالها فى الليالى الباردة المتوقع حدوث الصقيع خلالها، كما يقوم المزارعين بحرق المخلفات الزراعية وسط الحقول فترتفع درجة حرارة الهواء ويساعد الدخان فى تكون الاحتباس الحرارى لأن جزئيات غاز ثانى أكسيد الكربون وأكاسيد النيتروجين المنبعثة من عملية احتراق المخلفات الزراعية تمتص الاشعة الحرارية وتعيد بثها مرة أخرى. كما يساعد رش المياه فوق المحاصيل على تكون الاحتباس الحرارى لأن جزئيات الماء تمتص الاشعة الحرارية وتعيد بثها مرة أخرى. ويمكن استخدام مراوح هوائية كهربائية كبيرة تثبت فى وسط الحقول تقوم بخلط الهواء من أسفل إلى أعلى فيعاد توزيع درجة الحرارة. ويمكن استخدام البلاستيك أو القش فى تغطية المحاصيل وبخاصة الخضر لحمايتها من الحرارة المنخفضة. ويؤدى نثر السماد العضوى أو رش بعض المواد الكيميائية المخلوطة بالماء إلى نشاط عمليات التفاعل الكيميائى بالتربة فترتفع درجة حرارتها، كما ينصح ببناء أسوار من البوص ومخلفات المحاصيل حول النطاقات الزراعية لحمايتها من الرياح الباردة.

ويتم التنبؤ بحدوث كل من الندى والصقيع بمتابعة نقطة الندى، فإذا وصلت حالة الجو إلى نقطة الندى فى نهاية فترة ما بعد الظهر فيعنى ذلك أن الصباح الباكر لليوم التالى ستنخفض فيه درجة حرارة الهواء إلى دون نقطة الندى، وبالتالى نتوقع حدوث الندى، واذا كانت نقطة الندى المسجلة فى نهاية فترة ما بعد الظهر قريبة من الصفر المئوى أو تساويه فيكون من المتوقع حدوث الصقيع فى الليل ويتم التحذير منه.

ولايعد كل من الندى والصقيع من أشكال التساقط (ماسوف يدرس فى الفصل الثامن) فكلاهما لم يتساقط من السحب، ولكن نما كل منهما فى المكان نفسه أو على السطح نفسه، ويمكن تشبيه ذلك عندما نقوم بملاحظة زجاجة مملوءة بالمياه المبردة عند تعريضها للهواء بعد خروجها من المبرد مباشرة، فسوف نلاحظ تكاثف قطرات مائية على السطح الخارجى للزجاجة هو ما يشبه تماماً عملية تكون الندى.

الضباب Fog

وهو صورة من صور التكاثف الذى يحدث قريبا من سطح الأرض على شكل قطرات مائية دقيقة متطايرة فى الهواء تسبب انخفاض مدى الرؤية إلى أقل من ١٠٠٠ متر، مما يشكل خطورة على حركة النقل والمواصلات وبخاصة على طرق النقل بالسيارات وبخاصة السريعة منها، وفوق مهابط الطائرات، وداخل القنوات الملاحية وعلى حركة الملاحة البحرية. وعندما يكون الضباب خفيفاً يعرف باسم الشابوره mist، ويحدث الضباب كمحصلة لمجموعة من العوامل هى:

١- انخفاض درجة حرارة الهواء إلى دون نقطة الندى بسبب تبدد الاشعاع الأرضى فى الليالى الباردة الخالية من السحب فوق النطاقات الرطبة مثل سطح المياه بالبحار والمحيطات، وفى النطاقات الساحلية، والمناطق الغنية بالغطاء النباتى (الطبيعى، الزراعى)، وفوق المسطحات المائية الداخلية كالأنهار والبحيرات والمستنقعات والترع والمصارف الكبيرة.

٢- استقرار الهواء وانعدام الحركة الرأسية للهواء المتصاعد إلى أعلى وهذا يؤدى إلى احتفاظ الهواء ببخار الماء قريباً من سطح الأرض.

٣- هدوء الرياح السطحية مما يجعله محتفظا ببرودته فترة أطول.

وتتباين أسباب حدوث الضباب على سطح الكرة الأرضية مكانياً وزمانيا، وتبعاً لتعدد أسباب حدوثه، ويمكن تقسيم الضباب تبعاً لذلك إلى خمسة أنواع نعرضها فيمايلى:

١- الضباب الاشعاعي Radiation Fog

ويحدث في ليالى الشتاء ذات الليل الطويل وفى الخريف فوق المناطق المنخفضة من اليابس مثل السبخات، السهول المشبعة بمياه الأمطار، وأودية الأنهار، ويحدث الضباب الاشعاعى بسبب تبدد الاشعاع الأرضى فى الليالى الطويلة الباردة الخالية من السحب. وتنتهى حالة الضباب الاشعاعى بعد شروق الشمس مباشرة.

٢- الضباب الأفقي Advection Fog

ويحدث فى أشهر الربيع على اليابس والبحر عندما يتحرك هواء دافى رطب أفقياً فوق يابس بارد فيعرف بضباب اليابس Land fog، أو عندما يتحرك هواء دافىء رطب أفقياً فوق سطح البحر البارد فيعرف بضباب البحر Sea fog، وهذا الأخير يكثر فى النطاقات البحرية التى تلتقى عندها التيارات البحرية الدافئة مع الباردة مثل منطقة نيوفوندلاند حيث يلتقى تيار الخليج الدافىء بتيار لبرادور البارد، وكذلك منطقة جزر اليابان حيث يلتقى تيار كيروسوفو الدافىء بتيار كمتشكا البارد. ويزول ضباب اليابس عندما يتغير تدفق الهواء الدافىء الرطب على سطح الأرض، ويزول ضباب البحر عندما يتغير تدفق الهواء الدافىء الرطب على سطح البحر أو على السواحل المجاورة.

٣-ضباب الجبهات Frontal Fog

يحدث فى جميع فصول السنة عندما تتقابل كتلة هوائية باردة مع أخرى دافئة فيندفع الهواء الدافىء إلى أعلى متأثراً بكثافته المنخفضة، ويندفع الهواء البارد إلى أسفل متأثراً بكثافته المرتفعة فى حركة دائرية بطيئة فيتكاثف الهواء الدافىء على الهواء البارد مكوناً الضباب، ويزول الضباب ويتبدد عندما تزيد سرعة الحركة الدائرية للهواء (١).

---

(١) سيتم شرح ذلك بالتفصيل عند دراسة تكون الأعاصير فى الفصل التاسع.

٤- ضباب العروض العليا Arctic Sea Smoke

ويحدث فى فصل الشتاء فى العروض العليا وبخاصة على هوامش الغطاءات الجليدية، عندما يتحرك الهواء البارد نحو مسطحات مائية أدفأ منه أو غطاءات جليدية فيتكاثف عليه على شكل دخان ويسمى ضباب دخانى Steam fog، ويظهر أحيانا فوق حمامات السباحة الساخنة أو فوق مسارات الترع والقنوات المائية. كما يتكون عندما يتحرك الهواء من فوق الجليد إلى المناطق المجاورة الأعلى حرارة فيتكاثف بخار الماء العالق فى هواء المناطق المجاورة للجليد.

٥- ضباب المنحدرات Upslop Fog

يظهر فى جميع فصول السنة فوق النطاقات المرتفعة من اليابس عندما يصعد الهواء الرطب الدافىء المنحدرات فيتكاثف على الهواء الأبرد فيظهر متسلقاً المنحدرات الجبلية ويزول ويتبدد عندما تتبدل دورة الهواء المحلية ويتوقف صعود الهواء الرطب.

السحب Cloud

تتكون السحب عندما يتكاثف بخار الماء فى الهواء بعيداً عن سطح الأرض فى مستويات لايتجاوز إرتفاعها ١٣ كيلو متراً فوق سطح البحر. وهى كتل من قطرات مائية أو بلورات ثلجية أو منهما معاً يحملها الهواء المتحرك، تتباين فى الشكل والحجم والارتفاع تبعا لدرجة تشبع الهواء ببخار الماء وحركة الهواء الرأسية والأفقية، ومدى استقرار أو عدم استقرار الطقس، وهى مصدر التساقط Precipitation من مطر Rain أو ثلج Snow أو برد Hail، وهى أحد العوامل المؤثرة فى الاشعاع الشمسى، فهى تمتص وتعكس ٢٣ ٪ من كمية الاشعاع الشمسى المتجه إلى سطح الأرض، كما تحفظ الاشعاع الأرضى من التبدد فى الفضاء الخارجى فتسهم فى حدوث الاحتباس الحرارى، وبالتالى فهى تلعب دوراً جوهرياً فى ميزانية الطاقة وكذلك منظومة مناخ أى منطقة.

وتتكون السحب ويتطور نموها تبعاً لخصائص الهواء الذى تتشكل فيه وطبيعته بالنسبة للهواء المحيط به، ويبدأ تشكل السحب عندما تنخفض درجة

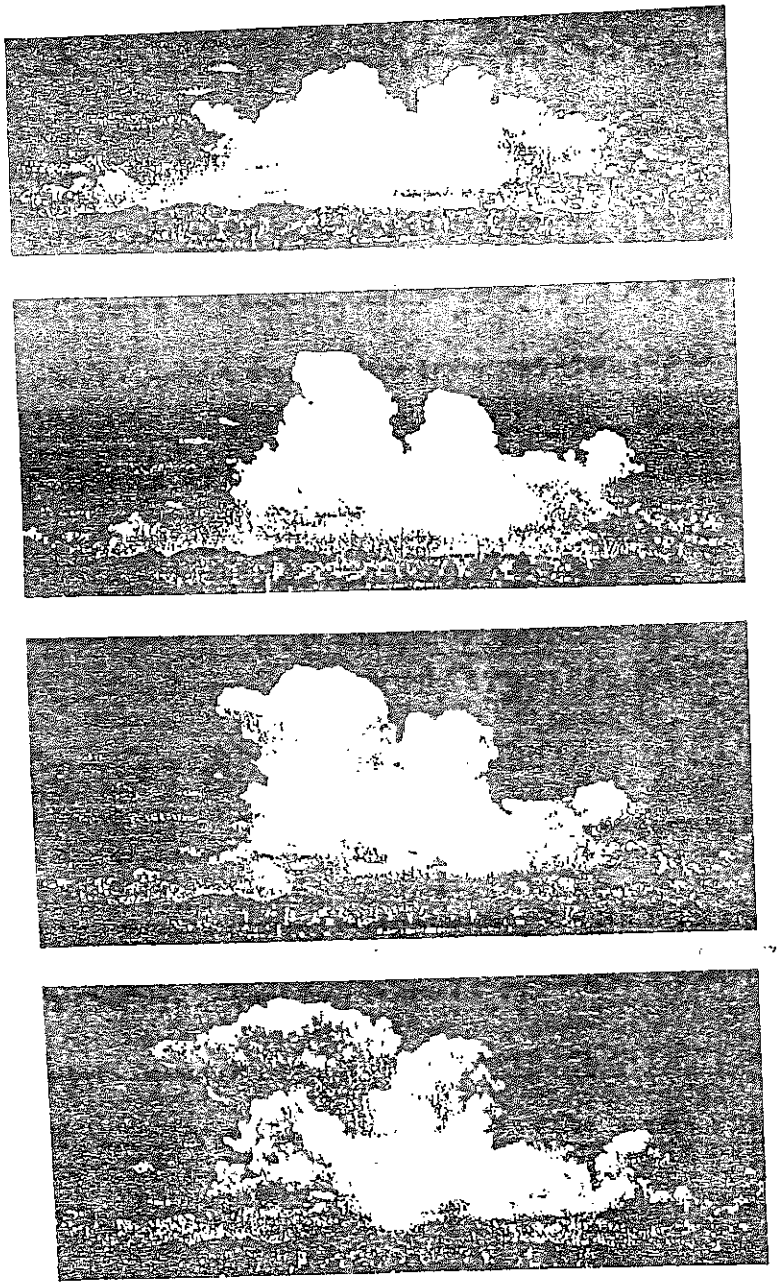
حرارة الهواء إلى دون نقطة الندى تحت ظروف تشبع هائل تصل فيه الرطوبة النسبية إلى أكثر من ١٠٠ ٪، فإذا أصبح الهواء خفيفا بسبب سخونته ورطوبته فهو يرتفع فى حركة رأسية صاعداً متخطياً أى عقبة أو حائل يعرقل حركته ، ولأنه يخترق مستويات أقل ضغطاً فيتمدد ويتخلخل، وأقل حرارة فيبرد ويفقد حرارته الكامنة وتتكاثف جزئيات بخار الماء – على نوايات التكاثف الصلبة التى يتراوح قطرها بين ١ ,، ١ ميكرون – على هيئة قطرات مائية يتراوح قطرها بين ٢٠ ، ٥٠ ميكرون فى حالة ما إذا كانت حرارة الهواء أكثر من – ١٢°م، وعلى هيئة خليط من قطرات مائية وبلورات ثلجية فى درجة حرارة تتراوح بين –١٢°م،– ٣٠°م، وعلى هيئة بللورات ثلجية فى درجة حرارة تتراوح بين –٣٠°م، –٤٠°م، وعلى هيئة بلورات ثلجية إذا إنخفضت درجة الحرارة عن ذلك.

وتتباين أشكال وأحجام السحب تبعاً لطبيعة تكوينها، فهى تأخذ شكل الركام Cumulus أو الأكوام أو القباب أو الابراج، عندما تتشكل بفعل التيارات الهوائية الصاعدة، وتكون بيضاء اللون لها شكل نبات القرنبيط فى الأجزاء العليا منها ولها قاعدة مستقيمة شكل رقم (٤٣) . كما تظهر على هيئة طبقة Stratus متصلة تأخذ اللون الرمادى تكونت بفعل أرتفاع طبقة كاملة من الهواء الدافىء وتكاثفها فوق الهواء البارد، كما تظهر على شكل خيوط وشعيرات ممتدة أفقياً أو على هيئة أقواس تسمى السمحاق Cirrus .

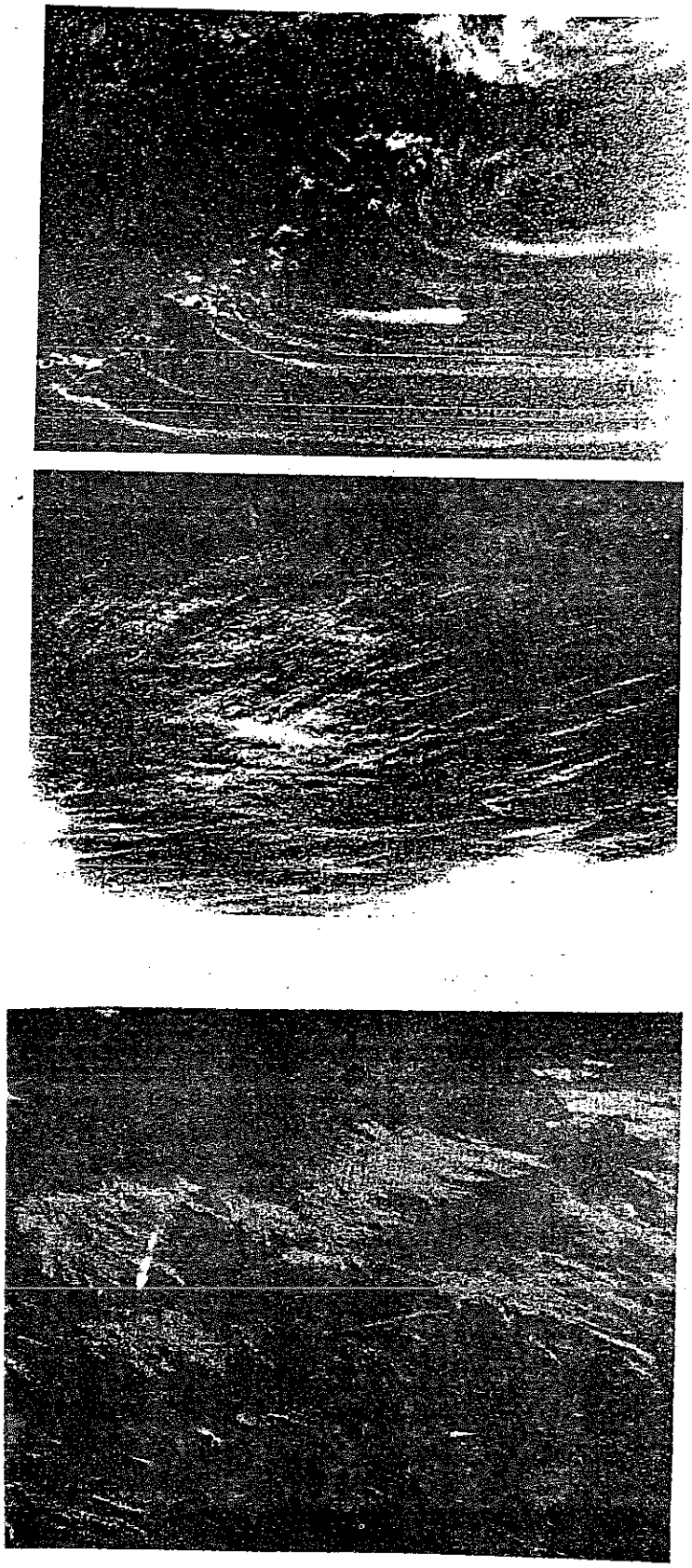
وتصنف السحب حسب ارتفاعها بالنسبة لسطح البحر إلى ثلاث مجموعات رئيسية تشمل كل منها أنواعاً من السحب تختلف فى شكلها العام وخصائصها ومايصاحبها من ظواهر جوية كما يتضح من العرض التالى:

أولاً.. السحب المرتفعة High clouds

يتراوح ارتفاع قواعدها بين ٦ ، ١٣ كم فوق مستوى سطح البحر وتنخفض درجة حرارة الهواء عند هذا المستوى إلى أقل من – ٢٥°م، وتصنف إلى ثلاثة أنواع شكل رقم (٤٤) .



شكل رقم (٤٣)
أشكال السحب الركامية



شكل رقم (٤٤)
أشكال السحب المرتفعة (السمحاق)

١-سحب السمحاق Cirrus (Ci)

وهى سحب رقيقة بيضاء اللون تتكون من بللورات ثلجية، وتظهر على شكل خيوط أو شعيرات أو خصل الشعر، وهى لاتحجب ضوء الشمس وتصنع أحياناً أقواس ضوئية أو دوائر ضوئية مع سطوع الشمس أو القمر.

٢- السمحاق الركامي Cirrocumulus (Cc)

وهى سحب رقيقة بيضاء اللون تتكون من بللورات ثلجية، وتظهر على شكل حبوب متقاربة أو كرات صغيرة مموجة لاتحجب ضوء الشمس ولاتلقى ظلالاً على سطح الأرض خلال النهار.

٣- السمحاق الطبقي Cirrostratus (Cs)

وهى سحب رقيقة بيضاء اللون تتكون من بللورات ثلجية تمتد على شكل طبقة متصلة تغطى معظم السماء أو تغطيها كاملة وتظهر السماء كأنها مغطاة بقماش حريرى أبيض.

ثانيا.. السحب متوسطة الارتفاع Middle Clouds

يتراوح ارتفاع قواعدها بين ٢، ٦ كيلو مترات فوق مستوى سطح البحر، وتتراوح درجة حرارة الهواء الذى يحملها بين صفر، – ٢٥°م، وهى تتكون من بللورات ثلجية مختلطة بقطرات مائية باردة جداً أو من قطرات مائية فقط. وتصنف إلى ثلاثة أنواع. شكل رقم (٤٥).

١- ركام متوسط الارتفاع Altocumulus (Ac)

وهى سحب تظهر على شكل كتل كروية تتراص فى مجموعات تأخذ الشكل المموج، واللون الأبيض، وهى حالة متطورة من السمحاق الركامى (Cc) حيث تأخذ حجم أكبر وحافات أكثر حدة.

٢-طبقي متوسط الارتفاع Altostratus (As)

وهى سحب سميكة تظهر على شكل طبقة متصلة أو على شكل طبقات

شكل رقم (٤٥)
أشكال السحب متوسطة الأرتفاع

متجانسة رمادية اللون أو بيضاء اللون، وهى تغطى السماء كاملة أو أجزاء فيها، وهى تحجب ضوء الشمس أو القمر تماماً أو يظهر قرص الشمس أو القمر باهتاً معتماً.

٢-مزن طبقي Nimbostratus (Ns)

وهى صورة متطورة من أصل طبقى متوسط الارتفاع (As)، فعندما يزداد سمك طبقة السحب ويأخذ اللون الرمادى يصحب ظهورها سقوط المطر أو الثلج، وبسبب انخفاض قطر قطرات المطر وارتفاع السحب الطبقية يتبخر معظم المطر أو بلورات الثلج أثناء سقوطها قبل وصولها إلى سطح الأرض وتسمى فى هذه الحالة بظاهرة فيرجا Virga.

ثالثا.. السحب المنخفضة Low Clouds

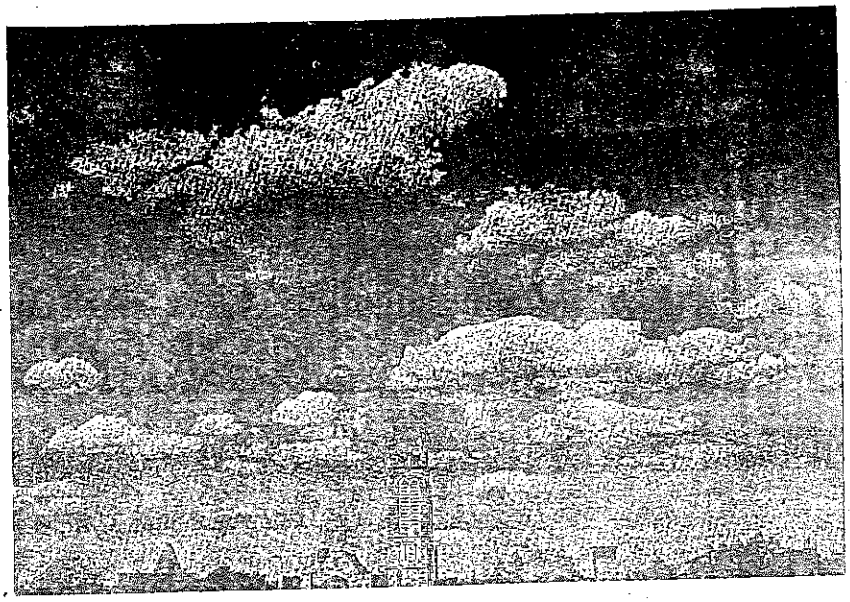
ينخفض ارتفاع قواعدها إلى أقل من كيلو مترين فوق مستوى سطح البحر، وترتفع درجة حرارة الهواء الذى يحملها إلى أكثر من -٥°م، وتتكون فى معظمها من قطرات مائية وتصنف إلى أربعة أنواع (شكل رقم ٤٦).

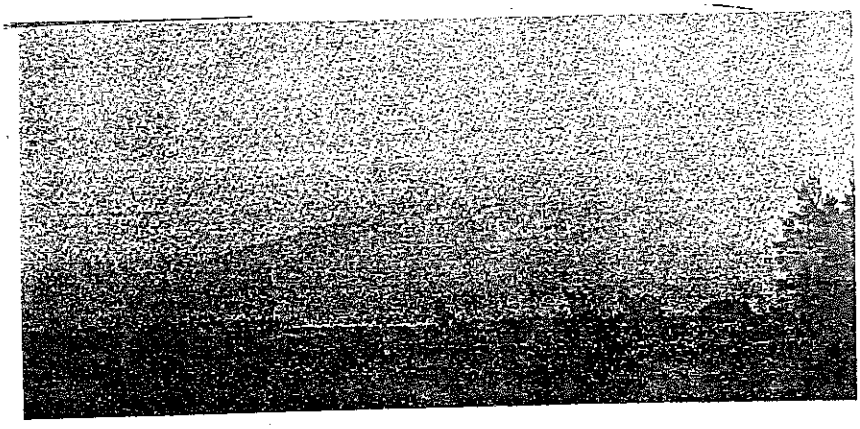
١-سحب الركام Cumulus (Cu)

وتظهر السحب على شكل كتل كروية منفصلة أو تأخذ شكل القباب، وتأخذ اللون الأبيض وتظهر حدودها الخارجية بيضاء ناصعة. وتحجب كتل السحاب ضوء الشمس أثناء مرورها ثم تظهر أشعة الشمس مرة أخرى من بين المسافات التى تفصل بينها، وقد يصحب مرورها تساقط رخات من المطر.

٢-السحب الطبقية Stratus (St)

وتظهر السحب على هيئة طبقة متجانسة تأخذ اللون الرمادى وتغطى السماء بشكل كامل (من الأفق للأفق). وهى تحجب ضوء الشمس تماماً فيصبح الجو معتماً.





شكل رقم (٤٦)
أشكال السحب المنخفضة

٣-سحب الركام الطبقي Strato cumulus (Sc)

وتظهر السحب على شكل طبقة من الكتل الكروية غير منتظمة الشكل، وتظهر باللون الرمادى الداكن، وغالبا ماتغطى السماء كاملة أو قسماً كبيراً منها، وأحيانا مايصاحبها سقوط المطر.

٤-سحب المزن الركامي Cumulonimbus (Cb)

وهى صورة متطورة من سحب الركام (Cu) حين تزداد كثافتها، وتنمو رأسياً وتأخذ اللون الرمادى الداكن، فتكون على شكل كتل ضخمة متراكمة فوق بعضها ومعتمة فى أجزائها السفلى، وبصحب مرور هذه السحب سقوط أمطار غزيرة أو ثلج، وأحياناً مايصاحب مرورها حدوث البرق Lighting و الرعد Thunderوهو مايعرف بعواصف البرق والرعد Thunderstorn.

رصد السحب

على الرغم من الملاحظة الأرضية والفضائية للسحب وارتفاعاتها وأنواعها إلا أن المعلومات عن كمية السحب وتوزيعها على سطح الكرة الأرضية غير كاملة، وتعتمد الملاحظة الأرضية التى تتم بواسطة محطات الأرصاد الجوية Surface-based opservation of clouds تعتمد على تقسيم الراصد للقبة السماوية بمجرد النظر إليها بالعين إلى ثمان أجزاء أو عشرة، ثم يقوم بتقدير نسبة تغطية السماء بالسحب مقدرة بالاثمان أو الأعشار، كما يلاحظ الراصد أيضا نوع السحب ومستوياتها الثلاثة، وتكمن الصعوبة فى حالة وجود أكثر من نوع من السحب فى السماء فى آن واحد ولكل منهم مستوى ارتفاع معين، ففى هذه الحالة ستكون عملية الرصد مستحيلة.

ويتم تقدير ارتفاع قاعدة السحب عن مستوى سطح الأرض آلياً بواسطة جهاز تقدير ارتفاع قاعدة السحب Cloud base height recorder، وهو نظام آلى يتكون من مرسل ضوئى ومستقبل ومسجل حيث يقوم الجهاز بإرسال حزمة ضوئية مركزة فى اتجاه رأسى عمودى على سطح الأرض نحو السماء، فتعكس

السحب الأشعة الضوئية نحو الأرض مرة أخرى فيستقبلها المستقبل وعن طريق المدة الزمنية بين إرسال وإستقبال الاشعة الضوئية يقوم المسجل بحساب ارتفاع قاعدة السحب فوق مستوى سطح الأرض.

ويتم رصد السحب باستخدام الأقمار الصناعية Satellite-based observation of cloud ويعد ذلك أحد أهم تطبيقات الاستشعار من بعد، حيث يمكن التعرف على أثر السحب فى ميزانية الطاقة والاشعاع الشمسى المتجه للأرض، بالاضافة إلى تحديد أنواع السحب وبنائها الرأسى وتطور أشكالها على مدار اليوم أو فترة الرصد، وتوزيع الضغط الجوى بداخلها، وتحديد أحجامها، وارتفاع قاعدتها عن سطح الأرض. ويعد الرصد الفضائى أكثر دقة وتفصيلاً فى دراسة السحب، ويعد النظام الأمريكى المعروف باسم Satellite Image Analysis Meterorological Expert System SIAMES من أكثر الأنظمة الفضائية دقة فى رصد السحب اعتماداً على المرئيات الفضائية وبخاصة مرئيات الاقمار الصناعية NOAA AVHRR[1].

ويعد الرصد الأرضى للسحب ذا أهمية فى تحديد المناخ المحلى وأثر السحب على الاشعاع الشمسى، وأثرها على الاعتبارات الحيوية للبيئة والملاحة الجوية. أما الرصد الفضائى للسحب فتكمن أهميته فى حساب أثرها فى ميزانية الطاقة وتدفقها، وعلاقتها بتغير المناخ، وفى إعداد نماذج المناخ.

• **الخلاصة..**

١- يتكاثف بخار الماء فى صورة سائلة أو صلبة عندما تنخفض درجة حرارة الهواء إلى أقل من نقطة الندى وتتوافر نوايات التكاثف فى الهواء.

٢- يحدث التكاثف فى مستويات متباينة من الغلاف الجوى، فيعبر كل من

---

(1) Bankert. R.. L.. Cloud Classification of AVHRR Imagery in Maritime Regions using a probabilistic neural network, Journal of Applied Applied Meterology, Vol 33, No.8, 1994, pp 909 - 917.

الندى والصقيع عن صورة التكاثف فوق سطح الأرض، ويعبر الضباب عن صورته بالقرب من سطح الأرض، وتعبر السحب عن صورته بعيداً عن سطح الأرض.

٣- يعد كل من الندى والصقيع محصلة تبدد الاشعاع الأرضى وصفاء الجو وسكون حركة الهواء، ويشكل الصقيع خطراً مناخياً على الانتاج الزراعى وتتعدد طرق مقاومته وتقليل أضراره.

٤- يعد الضباب محصلة تبدد الاشعاع الأرضى فى الليالى الباردة الخالية من السحب فوق النطاقات الرطبة، وهو يشكل خطورة على حركة النقل والمواصلات البرية والبحرية والجوية لما يسببه من انخفاض مدى الرؤية إلى أقل من ١٠٠٠ متر. ويصنف الضباب إلى خمسة أنواع تتباين مكانيا وزمانياً.

٥- تتكون السحب من قطرات مائية أو بللورات ثلجية أو كلاهما على مستويات لاتتجاوز ١٣ كيلو متراً بعيداً عن سطح البحر، وهى تتباين فى الشكل والحجم والارتفاع تبعاً لدرجة تشبع الهواء ببخار الماء وحركة الهواء الرأسية والأفقية وحالة استقرار الطقس، وهى مصدر التساقط على سطح الأرض.

٦- تصنف السحب إلى ثلاثة مجموعات رئيسية حسب مستوى ارتفاعها بالنسبة لسطح البحر، وتتفرع من تلك المجموعات عشرة أنواع تتباين فى الشكل والحجم ومدى تساقط الأمطار منها.

المحاضرة السادسة

الفصل السادس

الرطـــوبة الجـــوية

Air Humidity

- مقدمة :
- الدورة المائية علي سطح الأرض.
- ظاهرة التبخر.
- التوزيع الجغرافي لمعدلات التبخر علي سطح الأرض
- قياس التبخر
- ضغط بخار الماء في الهواء.
- مقاييس الرطوبة.
  - الرطوبة النوعية.
  - الرطوبة المطلقة.
  - الرطوبة النسبية.
- قياس الرطوبة النسبية.
- نقطة الندى.

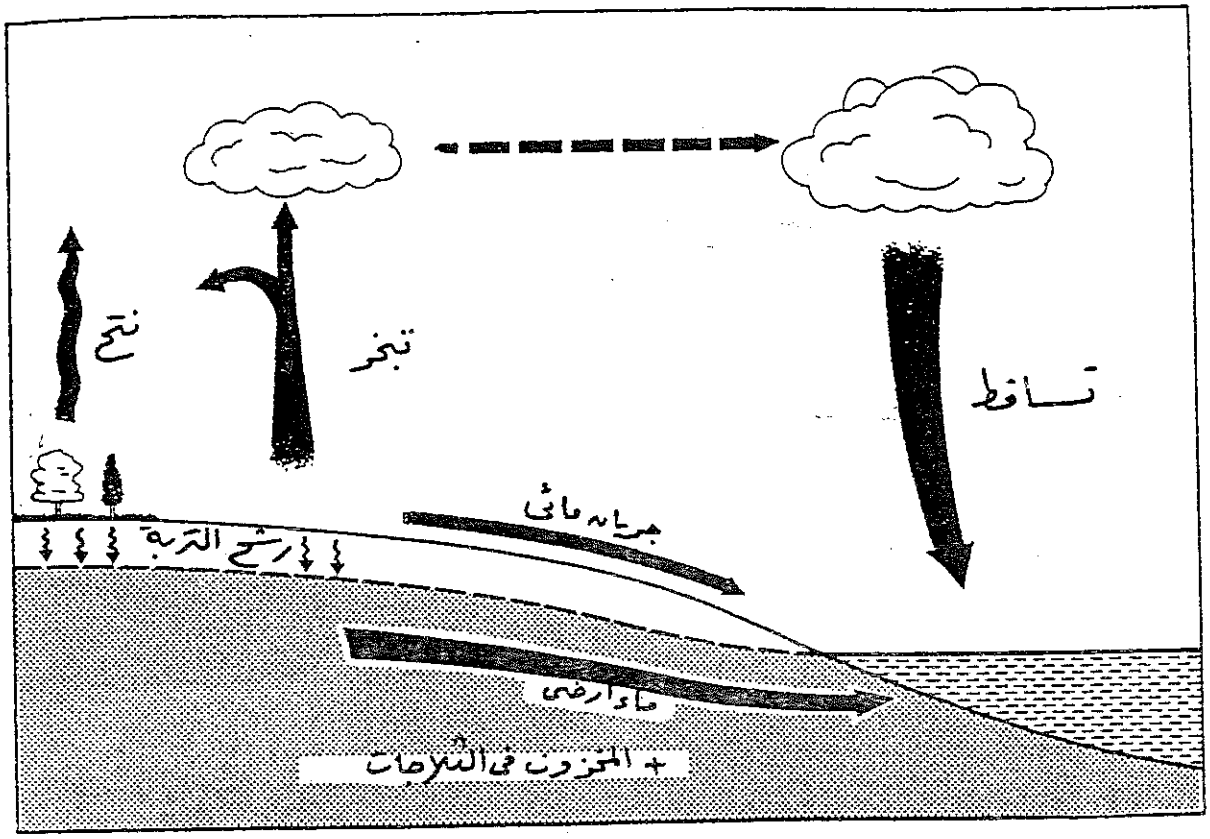
مقدمة :

تعبر الرطوبة الجوية Humidity عن كمية بخار الماء الموجودة فى الهواء، وبخار الماء – أحد غازات الغلاف الجوى – هو الصورة التى يكون عليها الماء عندما يتحول من الحالة السائلة المستقرة على سطح الأرض إلى الحالة الغازية التى تستقر فى الغلاف الجوى بواسطة عملية التبخر Evaporation، ولا تتجاوز المدة التى يمكث فيها جزئ الماء فى الغلاف الجوى عشرة أيام يتحول بعدها إلى الحالة السائلة أو الصلبة (بلورات ثلجية) بواسطة عملية التكاثف Condencation، سواء تكاثف مباشر على سطح الأرض (الندى، الصقيع)، أو قريباً منها (الضباب)، أو بعيداً عنها (السحب) وفى الحالة الأخيرة يعود مرة أخرى إلى سطح الأرض متساقطاً على شكل مطر أو ثلج أو برد بواسطة عملية التساقط Precepetation. وتشكل العمليات الثلاثة التبخر، التكاثف، والتساقط المحاور الأساسية لحركة بخار الماء بين سطح الأرض والغلاف الجوى وهو ما يسمى بالدورة المائية Hydrological Cycle شكل رقم (٤٠).

الدورة المائية علي سطح الأرض Global Hydrological Cycle :

يتحرك الماء بصوره السائلة والصلبة والغازية بين البحار والمحيطات واليابس، والغلاف الجوى فى حركة يتبادل فيها الموقع الجغرافى والحالة الفيزيائية (الطبيعية) له، ويحدث ذلك فى دورة طبيعية منظمة ودقيقة تشمل كل بقاع الأرض تسمى الدورة المائية.

فيتحرك جزئ الماء من مصادره على اليابس أو المسطحات المائية نحو الغلاف الجوى بواسطة عملية التبخر، فيتبخر سنوياً من مسطحات البحار والمحيطات حوالى ٣٦٠٠٠٠ كم٣ من المياه، وفى الوقت ذاته يتبخر سنوياً من اليابس (التربة، النبات، المسطحات المائية على اليابس) حوالى ٦٢٠٠٠ كم٣ من المياه، فيبلغ الإجمالى السنوى لكمية المياه المتحولة إلى بخار ماء على سطح الكرة الأرضية نحو ٤٢٢٠٠٠ كم٣، ثم



شكل رقم (٤٠)

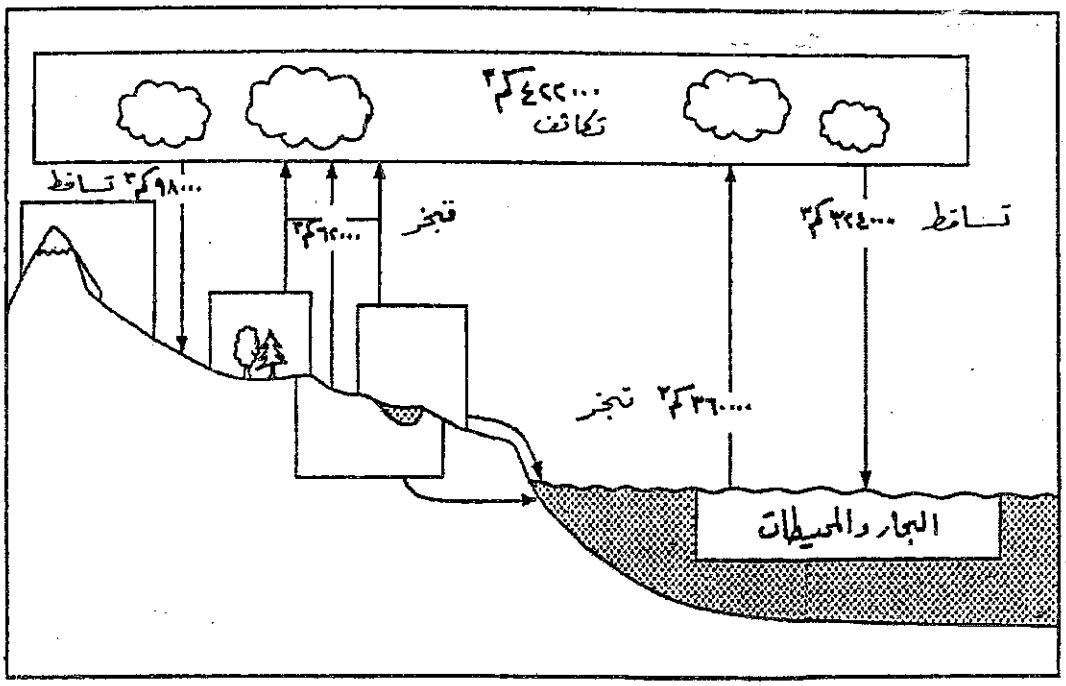
الدورة المائية على سطح الأرض

تتحول هذه الكمية من بخار الماء بواسطة عملية التكاثف إلى الحالة السائلة أو الصلبة مرة أخرى وتعود إلى سطح الأرض بواسطة عملية التساقط فيستقبل اليابس سنوياً نحو ٩٨٠٠٠ كم٣ من المياه، فى حين تستقبل مسطحات البحار والمحيطات سنوياً نحو ٣٢٤٠٠٠ كم٣ من المياه، ويعنى ذلك أن إجمالى المتساقط سنوياً من المياه على سطح الأرض يعادل نحو ٤٢٢٠٠٠ كم٣ وهو يعادل الكمية المتبخرة منه. **فالميزانية المائية ثابتة على سطح الكرة الأرضية**[1]. (شكل رقم ٤١)

ويلاحظ أن اليابس يستقبل كمية من المياه المتساقطة أكبر من الكمية المتبخرة منه بنحو ٣٦٠٠٠ كم٣، وهذه الكمية الزائدة تتوزع على الجريان المائى السطحى التى تمثله الأنهار والبحيرات أو التسرب الباطنى التى تمثله خزانات المياه الجوفية، وهى فى النهاية تنتهى إلى مسطحات البحار

(1) Moran. M. & Morgan. D., op. cit., p. 129.

والمحيطات التى تنخفض كمية المياه المتساقطة عليها عن كمية المياه المتبخرة منها بحوالى ٣٦٠٠٠ كم٣ ويعنى ذلك أن مقدار الفائض من المياه المتساقطة على اليابس يعادل مقدار العجز منها فى البحار والمحيطات.



شكل رقم (٤١)

الميزانية المائية على سطح الأرض

ظاهرة التبخر:

يتحول الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية بواسطة عملية تبخر المياه من مصادره التى تتمثل فى المسطحات المائية المكشوفة سواء كانت البحار والمحيطات والبحيرات المالحة التى تشكل مساحتها نحو ٧١٪ من مساحة الكرة الأرضية، أو المجارى المائية والبحيرات والمستنقعات العذبة التى تشكل مساحتها نحو ٢٪ من مساحة الكرة الأرضية، التى يتبخر منها الماء سواء كانت فى الحالة السائلة أو المتجمدة (الجليدية)، أو من مصادر أخرى غير مباشرة مثل الغطاء النباتى والتربة أو أية أجسام مبللة معرضة للجو.

ويتحول الماء من المسطحات المائية وجسم التربة إلى بخار ماء يدخل الغلاف الجوى بواسطة عملية التبخر Evaporation التى تحدث في أية درجة حرارة ولكنها تنشط كلما ارتفعت الحرارة وزادت سرعة الرياح، وأيضاً يتحول الماء الموجود فى أجسام النبات إلى بخار ماء يدخل الغلاف الجوى بواسطة عملية النتح Transpiration وكلتا العمليتين التبخر/ النتح Evapotranspiration تتحدان معاً وتتحكمان فى نسبة بخار الماء فى الجو، فكمية بخار الماء فى الهواء متباينة مكانياً حسب البعد أو القرب من مصادره، ومتباينة زمانياً حسب تباين درجة حرارة الهواء على مدار السنة، وبشكل عام تتراوح نسبة بخار الماء من إجمالى حجم الغلاف الجوى بين ١ ٪ فى المناطق الجافة، ٤ ٪ فى المناطق الاستوائية الرطبة ويقتصر وجود بخار الماء على طبقة التروبوسفير فقط وبخاصة التروبوسفير الأدنى.

وتتوقف كمية بخار الماء الموجودة فى الجو بفعل عملية التبخر/ النتح على أربعة عوامل أساسية هى: كمية المياه المتاحة، كمية الطاقة المتاحة، سرعة الرياح، معدل تباعد بخار الماء عن سطح الأرض.

فعندما يستقبل سطح الأرض الطاقة الشمسية المتاحة تتزايد حركة جزئيات المواد المشكلة له، ومنها المياه، ومع زيادة تدفق الطاقة تتزايد حركة جزئيات المياه وتتصادم ببعضها وتخرج الجزئيات من المياه السائلة وتدخل الغلاف الجوى، وبإستمرار هروب جزئيات الماء تاركة المسطح المائى إلى الغلاف الجوى تستمر عملية التبخر التى تحتاج فى ذلك أيضاً إلى تحرك الهواء رأسياً أو أفقياً حاملاً معه جزئيات بخار الماء بعيداً عن المسطح المائى لكى يحل محلها جزئيات أخرى من بخار الماء المتصاعد، ولأن جزئيات الماء تفقد جزء كبير من الطاقة عند تبخرها فإنها تتحول إلى الحالة السائلة مرة أخرى وهو ما يسمى بالتكاثف. فاستمرار عملية التبخر مرهون بأن يفوق معدل تدفق جزئيات الماء التاركة المسطحات المائية بالتبخر معدل التدفق العائد منها إلى المسطح المائى نفسه بالتكاثف، وفى ظل وجود حركة ولو بطيئة للهواء وتدفق مستمر فى الطاقة تتزايد معدلات التبخر والعكس

صحيح، فعندما يتزامن تناقص تدفق الطاقة وفقد الأجسام على سطح الأرض طاقاتها الحرارية بالإشعاع الأرضى مع هدوء حركة الرياح يتزايد معدل تدفق جزئيات الماء العائدة إلى سطح الأرض فى الصورة السائلة عن معدل تدفق جزئيات الماء التاركة لسطح الأرض فى الصورة الغازية فتفوق ظاهرة التكاثف ظاهرة التبخر. ويمكن القول بأن أنسب الظروف لحدوث أعلى مستوى للتبخر تكون عندما يتوافق انخفاض الرطوبة الجوية مع ارتفاع درجة الحرارة مع ارتفاع سرعة الرياح.

ولا تعد عملية النتح أقل فى الأهمية من عملية التبخر فى إنتاج بخار الماء فى الهواء، فعلى سبيل المثال ينتح هكتار واحد من حقل ذرة نحو ٣٥٠٠٠ لتر من الماء يومياً(١)، وتتوقف عملية النتح بشكل مباشر على كمية المياه المتاحة بجسم النبات، فمن الممكن أن يؤدى النتح إلى ذبول النبات لأن بخار الماء بدأ يتحرك تاركاً أوراق النبات بمعدل أسرع من تدفق المياه من الجذور إلى الأوراق، وبالمثل تجف الطبقات السطحية من التربة عندما يفوق معدل تحرك بخار الماء تاركاً لها معدل تدفق المياه من العمق بالخاصية الشعرية. ويحتاج تبخر المياه إلى كمية كبيرة من الطاقة، فعلى سبيل المثال يحتاج تبخر واحد سنتيمتر مكعب من المياه إلى حوالى ٥٩٠ سعر حرارى (كالورى جرام)، وتستهلك عملية التبخر على سطح الكرة الأرضية نحو ٣٩٠٠٠ × ١٠ ١٢ وات سنوياً من الطاقة الشمسية(٢).

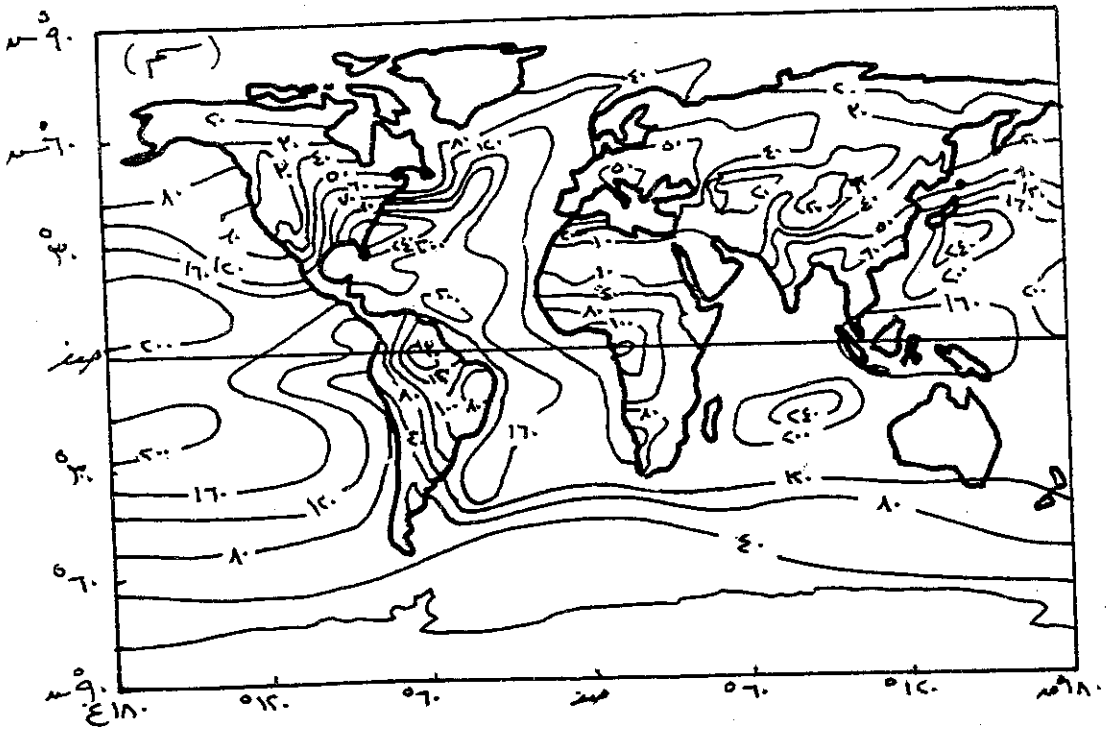
التوزيع الجغرافي لمعدلات التبخر علي سطح الأرض :

تتباين معدلات التبخر على سطح الأرض تبعاً لتباين مساحة المسطحات المائية ودرجة حرارة سطح الأرض، وسرعة الرياح ورطوبتها، وتباين مساحة الغطاء النباتى، ويوضح الشكل رقم (٤٢) توزيع معدلات التبخر على سطح الكرة الأرضية، ويتبين من تتبعه الحقائق التالية :

١- ترتفع معدلات التبخر فى العروض الدنيا وتنخفض تدريجياً

(1) Op. cit., p. 128.

(2) Sellers., A., Robinson, op.cit., p. 30.



شكل رقم (٤٢)
التوزيع الجغرافي لمعدلات التبخر علي سطح الأرض

بالاتجاه شمالاً وجنوباً نحو القطبين. ومن خلال دراستنا السابقة لتوزيع درجة الحرارة يلاحظ أن اتجاه الانخفاض فى معدلات التبخر على سطح الأرض يتوافق مع الاتجاه نفسه الذى ينخفض فيه صافى الاشعاع الشمسى، وتزيد معه نسبة الألبيدو، وتتناقص معه درجة حرارة الهواء وكمية الاشعاع الحرارى الذاتى للغلاف الجوى.

٢- تظهر أعلى معدلات التبخر فى العروض الدنيا وبخاصة بين درجتى عرض ١٠، ٢٠° شمالاً وجنوباً وتكون معدلات التبخر على اليابس أقل من مثيلتها على المحيطات، وتظهر أعلى معدلات التبخر فيه فوق المحيطات (مصدر بخار الماء) وبخاصة غرب المحيط الهادى ووسط المحيط الهندى حيث تتراوح معدلات التبخر بين ١٨٠٠، ٢٠٠٠مم/ سنة. أما على اليابس فتتراوح معدلات التبخر بين ٨٠٠، ١٣٠٠مم/ سنة وتتحد هنا معدلات النتح المرتفعة من الغابات الاستوائية والمدارية مع معدلات الحرارة المرتفعة والرياح التجارية القوية فى تنشيط معدلات التبخر.

٣- تتراوح معدلات التبخر فى العروض الوسطى (نطاق هبوب الرياح العكسية) بين ٨٠٠، ١٦٠٠مم/ سنة فوق البحار والمحيطات، فى حين تتراوح بين ٣٠٠، ٨٠٠مم/ سنة فوق أمريكا الشمالية، بين ٤٠٠، ٥٠٠مم/سنة فى أوروبا، وبين ٢٠٠، ٤٠٠مم/سنة فى آسيا. ويرجع ارتفاع معدلات التبخر فى أمريكا الشمالية بالمقارنة بباقى القارات إلى ارتفاع مساحة المسطحات المائية على اليابس الأمريكى الذى يمثله نطاق البحيرات العظمى وروافد نهر المسيسبى أكبر حوض نهرى على مستوى العالم. وتوجد أقل معدلات للتبخر على اليابس فوق النطاقات الصحراوية.

قياس التبخـــر:

تستخدم طرق متعددة لقياس التبخر، وتعد أحواض التبخر Evaporation Pans أكثرها شيوعاً، فيتم قياس التبخر عن طريق حوض معدنى له أبعاد محددة يملأ بالماء ويوضع مكشوفاً فوق سطح الأرض، وعن طريق حساب الفرق بين مستوى الماء فى الحوض بعد ملء الحوض مباشرة ومستوى الماء

به فى نهاية مدة القياس، ثم خصم قيمة التساقط منه (فى حالة تساقط مياه الأمطار) نحصل على كمية التبخر من المياه.

ويستخدم جهاز الليزيمتر Lysimeter فى قياس التبخر أيضاً، وهو جهاز دقيق يعتمد على قياس كمية التبخر من المياه الموجودة فى كتلة كبيرة من التربة توضع فى وعاء كبير ويتم وزنها بدقة بميزان هيدروليكى، ويعبر الفارق فى وزن التربة وهى مشبعة بالماء ووزنها مرة أخرى فى نهاية مدة القياس عن معدل التبخر من المياه.

ضغط بخار الماء في الهواء:

يتفق بخار الماء مع غازات الغلاف الجوى فى أنه غاز له ضغط، فعندما يدخل بخار الماء فى الهواء يختلط مع الغازات الأخرى ويتوزع داخل إجمالى الضغط الجوى الذى يبلغ متوسطه ١٠١٣,٢٥ ملليبار عند مستوى سطح البحر، ولأن نسبة بخار الماء من حجم الغلاف الجوى لا تزيد عن ٤٪ فى التروبوسفير فإن ضغط (وزن) بخار الماء لا يزيد عن ٤٠ ملليبار فى المتوسط. ويتناسب ضغط بخار الماء فى الهواء تناسباً طردياً مع كمية بخار الماء فى الهواء، وبالتالى فإن ضغط بخار الماء يتباين مكانياً على سطح الأرض.

ويتباين ضغط بخار الماء تبعاً لتباين الحرارة، فعندما تتزايد الحرارة وتكتسب جزئيات الماء فى المسطحات المائية الطاقة الحرارية بشكل متزايد تتزايد حركتها وتندفع تاركة المسطح المائى نحو الغلاف الجوى على هيئة بخار الماء فيتزايد ضغط بخار الماء بزيادة احتواء الهواء عليه وبالتالى فإن الهواء الحار أو الدافئ يتحمل بكمية من بخار ماء أكبر من التى يتحملها الهواء البارد، وأصبح من محصلة ذلك أن ضغط بخار الماء فى الهواء الحار والدافئ يكون أكبر من مثيله فى الهواء البارد.

وفى حالة إذا ما تعادل عدد جزئيات الماء المتبخرة من المسطحات المائية على سطح الأرض إلى الغلاف الجوى مع عدد جزئيات غاز بخار

الماء التى فقدت طاقتها وتحولت بالتكاثف إلى سائل وعادت إلى سطح الأرض مرة أخرى يقال أن الهواء مشبعاً ببخار الماء (التشبع الهوائى) Saturation of the Air ويسمى ضغط جزئيات، الماء فى حالة التشبع ضغط التشبع، وفى هذه الحالة لا يستطيع الهواء أن يتحمل بعدها أية زيادة فى بخار الماء، وسنعرف بعد قليل أن هذا يعنى أن الرطوبة النسبية للهواء بلغت ١٠٠ ٪، وهو الحد الأعلى لكمية بخار الماء التى يمكن للهواء أن يتحمل بها عند درجة الحرارة المسجلة فى هذه الحالة.

ويمكن القول إذن أن ضغط التشبع يزيد فى الهواء الذى يعلو المسطحات المائية بالمقارنة بالأسطح الأخرى من سطح الأرض، ويزيد أيضاً كلما ارتفعت درجة الحرارة، وبناءاً على ذلك فإن ضغط التشبع فوق المسطحات المائية السائلة يكون أكبر منه على الغطاءات الجليدية، وذلك لسببين، الأول: هو أن المسطحات المائية السائلة درجة حرارتها أعلى من الغطاءات الجليدية وبالتالى فإن حركة جزئيات الماء فى المسطح السائل أكبر منها فى المسطح المتجمد ، الثانى: هو أن الطاقة الكامنة التى تحتاجها المادة الصلبة لكى تتحول إلى بخار أكبر من التى تحتاجها المادة السائلة لكى تتحول إلى بخار فى حالة ما إذا تساوت درجة حرارة الهواء فى كلتا الحالتين. ويوضح الجدول التالى رقم (٣) تباين ضغط بخار الماء فى حالة التشبع عندما تتباين درجة الحرارة فوق كل من المسطحات المائية أو الغطاءات الجليدية.

جدول رقم (٣)

العلاقة بين ضغط بخار الماء في حالة التشبع وتباين درجة الحرارة فوق سطح المياه والثلوج(١)

درجة الحرارة ٥م	ضغط بخار الماء في حالة التشبع (ملليبار)	
	فوق سطح الماء	فوق الثلج
٥٠	١٢٣,٤٠	
٤٠	٧٣,٧٨	
٣٠	٤٢,٤٣	
٢٠	٢٣,٣٧	
١٠	١٢,٢٧	
صفر	٦,١١	٦,١١
– ١٠	٢,٨٦	٢,٦٠
– ٢٠	١,٢٥	١,٠٣
– ٣٠	,٥١	,٣٨
– ٤٠	,١٩	,١٣

يتضح من تتبع أرقام الجدول رقم (٣) أن ضغط بخار الماء يتناقص تدريجياً وبمعدلات متناقصة كلما انخفضت درجة الحرارة، ويمكن القول بأن هذا التناقص يرجع لانخفاض الطاقة التى تكتسبها جزئيات الماء من الاشعاع الشمسى، وأن ضغط بخار الماء ينخفض فوق الغطاءات الثلجية عن نظيره فوق المياه السائلة وذلك فى حالة إذا ما تساوت درجة الحرارة فوق السطحين.

وبناء على ذلك يوصف الهواء البارد بأنه له قدرة محدودة فى استيعاب

(1) Moran, M., & Morgan, D., op. cit., p. 134.

بخار الماء وذلك بالمقارنة مع الهواء الدافئ الذى له قدرة أكبر من الهواء البارد على حمل بخار الماء بسبب ارتفاع درجة حرارته.

مقاييس الرطوبة :

يتم وصف رطوبة الجو (كمية بخار الماء فى الجو) بصيغ مختلفة تتناول العلاقة بين كمية بخار الماء وكمية الهواء الذى يحتوى عليه ونوع هذا الهواء كونه جافاً أو متشبعاً. وسوف نستعرض فيما يلى مقاييس الرطوبة المختلفة.

الرطوبة النوعية Specific Humidity :

وتعنى النسبة بين كمية بخار الماء وكمية الهواء المحتوى عليه وتحسب بالصيغة التالية :

$$\text{الرطوبة النوعية} = \frac{\text{كمية بخار الماء}}{\text{كمية الهواء المحتوى عليه (هواء جاف + بخار الماء)}} \times ١٠٠$$

ومن الطبيعى أن يتباين توزيع الرطوبة النوعية على سطح الأرض لكنها لا تزيد عن ٢ ٪.

الرطوبة المطلقة Absolute Humidity :

وتعبر عن وزن بخار الماء (بالجرام) لكل وحدة حجم من الهواء الجاف (متر مكعب) فإذا كان الناتج مثلاً ٧ جم/ متر مكعب، يعنى ذلك أن كل متر مكعب من الهواء يحتوى على سبعة جرامات من بخار الماء.

ويعد مقياس الرطوبة المطلقة غير مفيد عند وصف حالة الجو لأن حجم الهواء يمكن أن يتغير دون أن تتغير كمية بخار الماء فيه وبالتالى وزنه، فتتغير قيمة الرطوبة المطلقة على الرغم من عدم تغير وزن بخار الماء فى الهواء. وهذا فى حد ذاته يعطى إنطباعاً غير صحيح يمكن أن يؤدى لنتائج مخالفة للواقع كأن تكون كمية الرطوبة فى هواء المناطق الصحراوية الجافة أعلى منها فى هواء المناطق الباردة الرطبة على سبيل المثال.

الرطوبة النسبية Relative Humidity (RH) :

وهى أكثر مقاييس الرطوبة شيوعاً لوصف بخار الماء فى الهواء، فهى تقارن بين التركز الحقيقى لبخار الماء فى الهواء وتركز بخار الماء فى الهواء نفسه فى درجة التشبع، وتقدر بحساب النسبة المئوية بين ضغط بخار الماء فى الهواء، وضغط بخار الماء فى الهواء فى حالة التشبع ويعبر عنها الصيغة التالية :

$$\text{الرطوبة النسبية} = \frac{\text{ضغط بخار الماء فى الهواء}}{\text{ضغط بخار الماء فى الهواء نفسه فى حالة التشبع}} \times ١٠٠$$

كما يمكن حساب الرطوبة النسبية بإعتبارها النسبة المئوية بين كمية بخار الماء الموجودة فى وحدة حجم معينة من الهواء وبين كمية بخار الماء اللازمة لتشبع هذا الحجم من الهواء فى درجة الحرارة نفسها وفى مستوى الضغط الجوى نفسه، وهى تعادل النسبة المئوية بين الرطوبة المطلقة للهواء وبين رطوبته المطلقة عندما يصل إلى حالة التشبع فى درجة الحرارة نفسها والضغط الجوى نفسه وتعبر عنها الصيغة التالية :

$$\text{الرطوبة النسبية} = \frac{\text{الرطوبة المطلقة للهواء}}{\text{الرطوبة المطلقة للهواء فى حالة التشبع}} \times ١٠٠$$

ونلاحظ عند حساب الرطوبة النسبية أنه اذا تساوى التركز الحقيقى لبخار الماء فى الهواء مع تركز بخار الماء فى حالة التشبع تكون الرطوبة النسبية ١٠٠٪ وهذا يعنى أن الهواء مشبعاً ببخار الماء ولا يستطيع أن يتحمل بأكثر من ذلك.

فعلى سبيل المثال إذا افترضنا أن درجة حرارة الهواء ١٠°م، وأن ضغط بخار الماء بلغ ٦,١ ملليبار، فتكون طريقة حساب الرطوبة النسبية كالآتى:

١- من الجدول رقم (٣) نستخرج قيمة ضغط بخار الماء فى حالة الشتبع عند درجة حرارة ١٠°م وهو ١٢,٢٧ ملليبار.

٢- الرطوبة النسبية = $\frac{٦,١}{١٢,٢٧} \times ١٠٠ = ٤٩,٧$ ٪

ولكى نتعرف على العلاقة بين الرطوبة النسبية ودرجة حرارة الهواء نقوم بحسابها إذا افترضنا أن درجة حرارة الهواء ٢٠°م، وأن ضغط بخار الماء بلغ ٨,٢ ملليبار كالآتى :

١- قيمة ضغط بخار الماء فى حالة التشبع عند درجة حرارة ٢٠°م هى ٢٣,٣٧ ملليبار.

٢- الرطوبة النسبية = $\frac{٨,٢}{٢٣,٣٧} \times ١٠٠ = ٣٥,١$ ٪.

ونلاحظ عند مقارنة قيمتى الرطوبة النسبية فى المثالين أن الرطوبة النسبية تتناسب عكسياً مع ضغط بخار الماء فى حالة التشبع، وعكسياً أيضاً مع درجة حرارة الهواء (لأن ضغط بخار الماء فى حالة التشبع يتناسب طردياً مع درجة حرارة الهواء) فتتزايد الرطوبة النسبية فى حالة انخفاض درجة الحرارة وانخفاض ضغط بخار الماء فى حالة التشبع، والعكس صحيح .

قياس الرطوبة النسبية :

يتم قياس الرطوبة النسبية بطرق مختلفة، فمن المعروف أن شعر الإنسان وشعر بعض الحيوانات يتأثر بتغير الرطوبة، ويتغير طول شعر الإنسان بحوالى ٢,٥ ٪ عندما تتغير الرطوبة النسبية من صفر إلى ١٠٠ ٪. وقد استخدمت فكرة انكماش وتمدد شعر الانسان في قياس الرطوبة النسبية بجهاز يعتمد على ذلك يسمى هيجرومتر Hygrometer.

والشائع استخدام جهاز آخر أكثر دقة هو جهاز السكروميتر

Psychrometer، وهو يتكون من ثرمومترين مثبتين متجاورين يلف على مستودع الزئبق لأحدهما قطعة من القماش المبلل ويترك الآخر جافاً. ويتم تحريك الهواء امامهما عن طريق مروحة كهربائية صغيرة مثبتة فى الجهاز ثم تقرأ درجة حرارة كل ثرمومتر على حدة، ومن خلال جداول معدة لحساب الرطوبة النسبية اعتماداً على قراءتى الثرمومتر المبلل والثرمومتر الجاف يمكن استخراج قيمة الرطوبة النسبية (ملحق رقم ١) .

كما يستخدم جهاز الهيجروجراف Hygrograph فى تسجيل الرطوبة النسبية آلياً على ورقة رسم بيانى مثبتة فوق ساعة على هيئة أسطوانة تدور دورة كاملة كل ٢٤ ساعة أو كل أسبوع تتحرك فوقها ريشة مثبتة فى رافعة تنقل حركة انكماش أو تمدد خصلة من الشعر الجاف عند تأثرها بالرطوبة الجوية. وهو جهاز جيد يشاع استخدامه فى محطات الأرصاد الجوية.

نقطة الندى Dew Point :

وتعبر عن درجة الحرارة التى يصبح عندها الهواء مشبعاً ببخار الماء أى التى يبلغ عندها الرطوبة النسبية ١٠٠ ٪، فإذا انخفضت درجة الحرارة عن نقطة الندى تبدأ عملية التكاثف ويتحول بخار الماء إلى الصورة السائلة إذا كانت نقطة الندى أعلى من الصفر المئوى، وإلى الصورة الصلبة (الثلج) إذا كانت نقطة الندى أقل من الصفر المئوى وتعرف فى هذه الحالة بنقطة الصقيع Frost Point.

ويتم حساب نقطة الندى بمعلومية كل من درجة حرارة الثرمومتر الجاف، ومقدار الانخفاض فى درجة حرارة الثرمومتر المبلل عن درجة حرارة الترمومتر الجاف من جداول خاصة بذلك (ملحق رقم ٢)، فعلى سبيل المثال، فى حالة ما إذا كانت درجة حرارة الثرمومتر الجاف ٢٠°م، ودرجة حرارة الثرمومتر المبلل ١٥°م (مقدار الانخفاض فى درجة حرارة الثرمومتر المبلل ٥°م) تبلغ نقطة الندى ١١,٦°م.

ويدل ارتفاع نقطة الندى على عظم تكاثف بخار الماء، وعندما يكون الفارق بين درجة حرارة الهواء ونقطة الندى صغيراً دل ذلك على ارتفاع

الرطوبة النسبية. كما تعد نقطة الندى مؤشراً يحدد أفضل حالات الجو راحة للإنسان، فكثير من الناس لا يشعرون بالراحة عندما ترتفع نقطة الندى إلى أكثر من ٢٠°م.

الخلاصة..

١- تُعبر الرطوبة الجوية عن كمية بخار الماء الموجودة فى الهواء الذى تحول من صورته السائلة بالمسطحات المائية إلى الحالة الغازية التى تستقر فى الغلاف الجوى بواسطة عملية التبخر.

٢- يعادل إجمالى المتساقط من المياه على سطح الأرض كمية المياه المتبخرة منه سنوياً وهو ما يدل على أن الميزانية المائية ثابتة على سطح الأرض.

٣- تتحكم عملية التبخر/ النتح فى نسبة بخار الماء فى الجو التى تتوقف على أربعة عوامل أساسية هى: كمية المياه المتاحة، كمية الطاقة المتاحة، سرعة الرياح، ومعدل تباعد بخار الماء عن سطح الأرض.

٤- ترتفع معدلات التبخر فى العروض الدنيا وتنخفض تدريجياً بالاتجاه شمالاً وجنوباً نحو القطبين، وتظهر أعلى معدلات التبخر فى العروض المدارية وهى أكبر فوق المحيطات من مثيلتها فوق اليابس.

٥- يعد الهواء مشبعاً ببخار الماء عندما تبلغ الرطوبة النسبية ١٠٠ ٪، وهو الحد الأعلى لكمية بخار الماء التى يمكن للهواء أن يتحمل بها عند درجة حرارة معينة.

٦- تتناسب الرطوبة النسبية عكسياً مع ضغط بخار الماء فى حالة التشبع، ومع درجة حرارة الهواء. وتعبر نقطة الندى عن درجة الحرارة التى يصبح عندها الهواء مشبعاً ببخار الماء حيث تبدأ عملية التكاثف إذا انخفضت درجة الحرارة إلى دون نقطة الندى. وفى حالة ما إذا كانت نقطة الندى أقل من الصفر المئوى تعرف بنقطة الصقيع.

المحاضرة العاشرة

الفصل العاشر

الأقاليم المناخية

Climatic Regions

- مقدمة.
- تصنيف المناخ
- الأقاليم المناخية

مقدمة..

تعد دراسة المناخ جزء لا يتجزأ من دراسة الجغرافيا الطبيعية، ولذلك فبعد دراستنا لعناصر المناخ التى شملت دراسة الغلاف الجوى وطبقاته من حيث النشأة والوظيفة والعوامل المؤثرة فيه، ثم عناصر المناخ المختلفة من حيث النشأة، والعوامل المؤثرة فيها على المستويين الأفقى والرأسى والتوزيع الجغرافى لها، تكتمل الوظيفة الجغرافية بتقسيم الكرة الأرضية إلى مجموعات رئيسية من الأقاليم المناخية لكل إقليم منها خصائصه المناخية العامة التى تميزه عن الاقليم الآخر.

وتعد عملية تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية عملية صعبة للغاية، فمن المستحيل أن يتشابه أى مكانين على سطح الأرض فى خصائصهما المناخية تشابهاً تاماً بسبب التباين الكبير بينهما فى خصائص العناصر المناخية السائدة، وأثر كل من خصائص الموقع الجغرافى والفلكى، والقرب والبعد عن المسطحات المائية، وتضاريس سطح الأرض وغيرها من الخصائص المكانية الأخرى، وفى حالة الأخذ فى الاعتبار جميع تلك المتغيرات عند التقسيم ستكون النتيجة عدداً لا حصر له من الأقاليم المناخية، وبالتالى فكلما انخفض عدد المتغيرات المناخية التى يعتمد عليها التقسيم كلما كان من السهل عمل مجموعات تشترك فى خصائص تلك المتغيرات المناخية، وكلما اتجه التقسيم إلى العمومية.

وتعتمد عمليات تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية على أسس كمية وإحصائية تتناول بيانات العناصر المناخية التى سيعتمد عليها التصنيف والتى ترصدها محطات الأرصاد الجوية الموزعة على جميع أنحاء الكرة الأرضية، ثم يتم تصنيف النتائج فى مجموعات مترابطة ومتشابهة فى الخصائص المناخية، ويمثل بذلك كل منها إقليم مناخى معين، وفى الغالب حين يتوزع الإقليم المناخى على نطاقات متعددة من قارات العالم، نلاحظ اشتراك تلك النطاقات فى عروض فلكية متشابهة.

تصنيف المناخ:

وقد قام العديد من علماء المناخ بمحاولات لتصنيف المناخ واعتمدوا على أسس كمية واحصائية متباينة نستعرض بعض منها فيما يلى:

أولا : اعتمد بلير Blair على متوسط كمية الأمطار السنوية ليقسم العالم إلى أقاليم مناخية وخلص إلى تقسيم العالم إلى خمسة أقاليم مناخية على النحو التالى:

١- أقاليم جافة وتشمل جميع النطاقات التى ينخفض فيها معدل كمية المطر السنوى إلى أقل من ١٠ بوصات.

٢- أقاليم شبه جافة وتشمل النطاقات التى يتراوح فيها معدل كمية المطر السنوى بين ١٠-١٢ بوصة.

٣- أقاليم شبه رطبة وتشمل النطاقات التى يتراوح فيها معدل كمية المطر السنوى بين ٢٠-٤٠ بوصة.

٤- أقاليم رطبة وتشمل النطاقات التى يتراوح فيها معدل كمية المطر السنوى بين ٤٠-٨٠ بوصة.

٥- أقاليم شديدة الرطوبة ويرتفع فيها معدل كمية المطر السنوى إلى أكثر من ٨٠ بوصة.

ثانيا: اعتمد لانج Lang على حساب مؤشر الرطوبة Moisture Index فى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية واعتمد فى حساباته على المعادلة التالية:

$$\text{مؤشر الرطوبة} = \frac{\text{المتوسط السنوى للأمطار (مم)}}{\text{المتوسط السنوى لدرجة الحرارة (°م)}}$$

وخلص إلى تقسيم العالم إلى ثلاثة أقاليم مناخية رئيسية على النحو التالى:

١- **الأقاليم الجافة** وتشمل النطاقات التى ينخفض فيها مؤشر الرطوبة إلى أقل من ٤٠.

٢- **الأقاليم الرطبة** وتشمل النطاقات التى يتراوح فيها مؤشر الرطوبة بين ٤٠، ١٦٦.

٣- **الأقاليم شديدة الرطوبة** وتشمل النطاقات التى يرتفع فيها مؤشر الرطوبة إلى أكثر من ١٦٦.

ثالثا: اعتمد ديمارتون De Martonne على حساب مؤشر الجفاف Aridity Index فى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية واعتمد فى حساباته على المعادلة التالية:

$$\text{مؤشر الجفاف} = \frac{\text{المتوسط السنوى للأمطار (مم)}}{\text{المتوسط السنوى لدرجة الحرارة (°م)} + ١٠}$$

وخلص إلى تقسيم العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية وربط بينها وبين نوع النبات الطبيعى السائد وهى موزعة كالآتى:

١- **المناخ الجاف** ويشمل النطاقات الصحراوية التى ينخفض فيها مؤشر الجفاف إلى أقل من ٥.

٢- **المناخ شبه الجاف** ويشمل النطاقات التى يسودها أعشاب فقيرة ويتراوح فيها مؤشر الجفاف بين ٥، ١٠.

٣- **المناخ شبه الرطب** ويشمل نطاقات الحشائش التى يتراوح فيها مؤشر الجفاف بين ١٠، ٢٠.

٤- **المناخ الرطب** ويشمل النطاقات التى يسودها حشائش غنية تتخللها أشجار ويتراوح فيها مؤشر الجفاف بين ٢٠، ٣٠.

٥- **المناخ المطير** ويشمل نطاقات الغابات ويرتفع فيها مؤشر الجفاف إلى أكثر من ٣٠.

رابعاً: اعتمد كوبن Koppen فى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية على عنصرى الأمطار والحرارة وربطهما بالأقاليم النباتية ، وخلص إلى تقسيم العالم إلى خمسة أقاليم رئيسية وأعطاها رموزاً هجائية هى F, E, D, C, B, A، ثم قام

بتقسيم هذه الأقاليم إلى أقاليم فرعية تبعا للتوزيع الفصلى للأمطار واستخدم حروفاً هجائية أخرى توضع إلى يسار الرمز الرئيسى للاقليم هى:

(f) فى حالة عدم وجود فصل جاف ومطر طول العام.

(s) فى حالة وجود فصل جاف صيفا.

(w) فى حالة وجود فصل جاف شتاء.

(m) فى حالة وجود فصل جاف شتاء وأمطار موسمية صيفاً.

ثم قام بتقسيم الأقاليم الناتجة عن هذا التقسيم أيضا إلى أقاليم فرعية أخرى تبعا للاختلاف الفصلى لدرجة الحرارة ومعدل درجة حرارة أبرد الشهور وأكثرها حرارة، واستخدم فى التعبير عن هذه الأقاليم الجديدة حروفاً هجائية أخرى توضع إلى يسار الرمز الرئيسى للاقليم وهى:

(h) ويستخدم فى حالة الاقليم الجاف التى يرتفع فيه المتوسط السنوى لدرجة الحرارة إلى أكثر من ١٨°م.

(k) ويستخدم فى حالة الإقليم الجاف الذى ينخفض فيه المتوسط السنوى لدرجة الحرارة إلى أقل من ١٨°م.

(a) صيف حار، يرتفع فيه متوسط أكثر شهور السنة حرارة إلى أكثر من ٢٢°م.

(b) صيف معتدل الحرارة ينخفض فيه متوسط أكثر شهور السنة حرارة إلى أقل من ٢٢°م، ويبلغ عدد الشهور التى يرتفع فيها متوسط درجة حرارتها إلى أكثر من ١٠°م أكثر من أربعة أشهر.

(c) صيف قصير مائل للبرودة ينخفض عدد الشهور التى يرتفع فيها متوسط درجة حرارة إلى أكثر من ١٠°م إلى أقل من أربعة شهور.

(d) يعبر عن انخفاض درجة الحرارة انخفاضا شديداً حيث ينخفض المتوسط الشهرى لأبرد شهور السنة إلى أقل من -٣٨°م.

(S) تعبر عن سيادة الحشائش المعتدلة (استبس).

(W) تعبر عن سيادة المناخ الصحارى.

(T) تُعبر عن سيادة نباتات التندرا.

(F) تُعبر عن غطاء جليدى طول العام.

وخلص كوبن إلى تقسيم العالم إلى الأقاليم المناخية التالية: شكل رقم (٦٤).

١- **إقليم المناخ المدارى الرطب** (A): وهو يسود فى المناطق التى لا ينخفض فيها المعدل الشهرى لدرجة حرارة أبرد شهور السنة إلى أقل من ١٨°م، وتضم الغابات الاستوائية والموسمية، وينقسم بدوره إلى ثلاثة أقاليم فرعية:

أ- المناخ المدارى الرطب ممطر طول العام Af.

ب- المناخ المدارى الرطب الموسمى Am.

جـ - المناخ المدارى الرطب بإقليم السافانا Aw.

٢- **إقليم المناخ الجاف وشبه الجاف** (B):ويتحدد على أساس غير حرارى، ويشمل نطاقات الحشائش والجهات الصحراوية وينقسم بدوره إلى أربعة أقاليم فرعية.

أ- مناخ حشائش الاستبس الحار BSh.

ب- مناخ حشائش الاستبس فى العروض الوسطى ASk.

جـ- مناخ الصحارى المدارية الحارة BWh.

- مناخ الصحارى الباردة BWk.

٣- **إقليم المناخ المعتدل الدافئ** (C): ويشمل الأقاليم المعتدلة التى يتراوح فيها معدل درجة حرارة أعلى شهور السنة حرارة بين ١٨°م، ١٠°م، ولا ينخفض معدل درجة حرارة أقل شهور السنة حرارة إلى أقل من - ٣°م، ويشمل نباتات البحر المتوسط والمناطق المعتدلة، وينقسم بدوره إلى سبعة أقاليم وهى:

أ - المناخ المعتدل ممطر طول العام وحار صيفاً Cfa

ب- المناخ المعتدل ممطر طول العام ودافئ صيفاً Cfb.

جـ- المناخ المعتدل ممطر طول العام بارد صيفاً Cfc.

د- المناخ المعتدل جاف حار صيفاً Csa.

هـ- المناخ المعتدل جاف دافئ صيفاً Csb.

و- المناخ المعتدل جاف شتاء وحار صيفاً Cwa.

ز- المناخ المعتدل جاف شتاء دافئ صيفاً Cwb.

٤- **المناخ البارد** (D): وتشمل النطاقات التى يرتفع فيها معدل درجة حرارة أعلى شهور السنة حرارة إلى أكثر من ١٠°م، وينخفض المعدل نفسه لأقل شهور السنة حرارة إلى أقل من - ٣°م، وتنتشر فيه الغابات الصنوبرية والنفضية، وينقسم بدوره إلى ثمانية أقاليم فرعية:

أ- المناخ البارد ممطر طول العام وحار صيفاً Dfa.

ب- المناخ البارد ممطر طول العام دافئ صيفاً Dfb.

جـ- المناخ البارد ممطر طول العام مائل للبرودة صيفاً Dfc.

د- المناخ البارد ممطر طول العام بارد صيفاً Dfd.

هـ- المناخ البارد ممطر طول العام جاف شتاءً حار صيفاً Dwa.

و- المناخ البارد ممطر طول العام جاف شتاءً دافئ صيفاً Dwb.

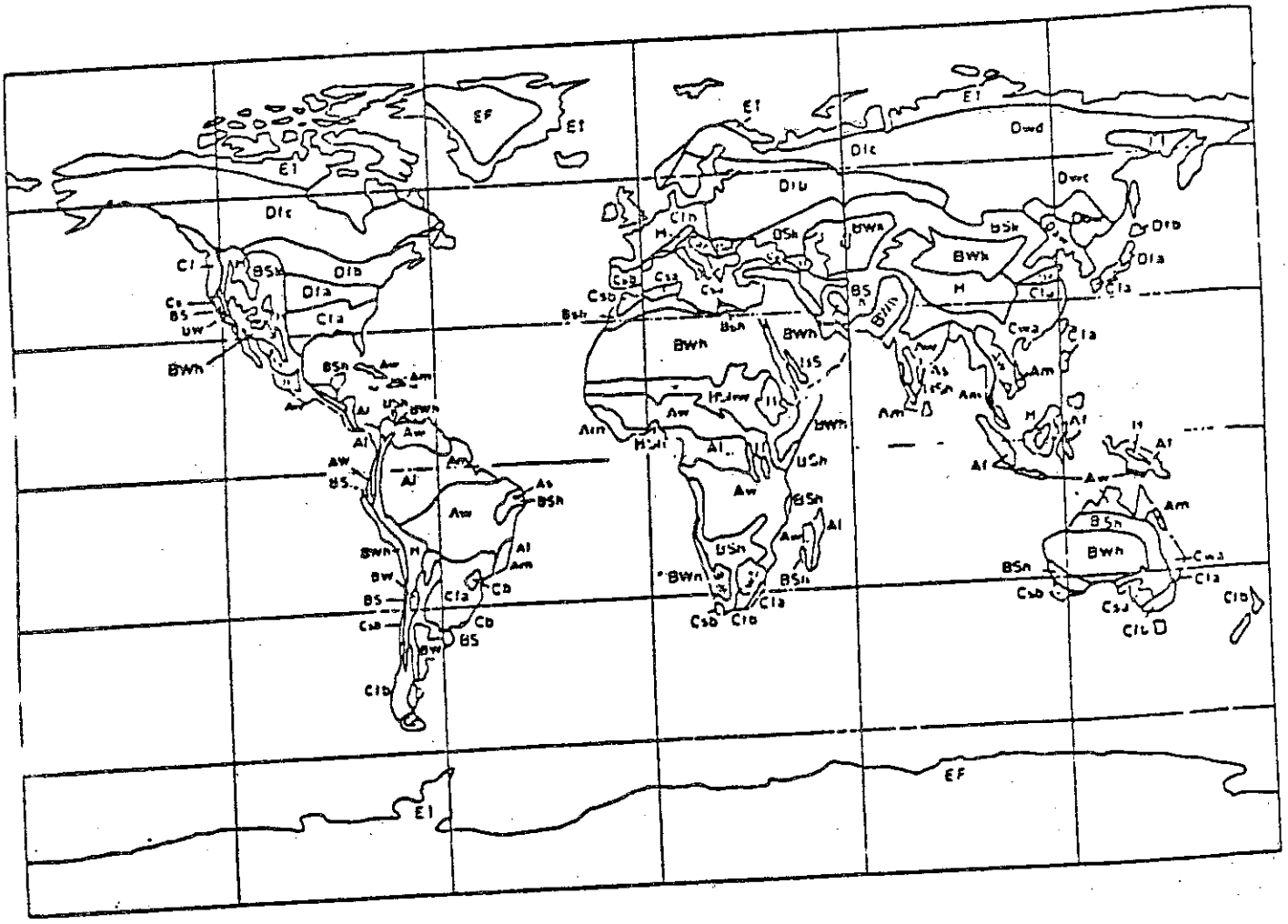
ز- المناخ البارد ممطر طول العام جاف شتاءً ومائل للبرودة صيفاً Dwc.

ح- المناخ البارد ممطر طول العام جاف شتاءً بارد صيفاً Dwd.

٥- **المناخ القطبي** (E): ويشمل النطاقات التى ينخفض فيها المعدل الشهرى لدرجة حرارة أعلى شهور السنة حرارة إلى أقل من ١٠°م، ويشمل حشائش التندرا وينقسم بدوره إلى إقليمين فرعيين.

أ- المناخ القطبى التندرا ET

ب- المناخ القطبى المتجمد EF.



شكل رقم (٦٤) تصنيف كوبن للأقاليم المناخية

خامسا: اعتمد تريوارثا Trewartha على حساب قاعدة خاصة لمؤشر الرطوبة Moister Index لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية وقد خلص إلى تقسيم العالم إلى سبعة أقاليم رئيسية ورمز لها بالحروف الهجائية H, F, E, D, C, B, A خمسة من تلك الأقاليم مقسمة على أساس حرارى، وواحد منها على أساس التساقط، والأخير على أساس الأقاليم الجبلية، ثم قسم هذه الأقاليم الرئيسية إلى أقاليم فرعية تبعا للتوزيع الفصلى للأمطار والتغير فى معدلات درجة الحرارة ونستعرضها فيما يلى: شكل رقم (٦٥)

١- **الأقاليم الرطبة** (A): ويشمل النطاقات الاستوائية المدارية التى لا ينخفض فيها أبرد شهور السنة إلى أقل من ١٨°م، ولا يحدث فيه صقيع والفرق بين أعلى شهور السنة حرارة وأدناها حرارة لا ينخفض إلى أقل من ١٠°م. وهذا الاقليم ينقسم بدوره إلى إقليمين فرعيين:

أ- الاقليم المدارى الرطب Ar وفيه لا يزيد عدد شهور السنة الجافة إلى أكثر من شهرين.

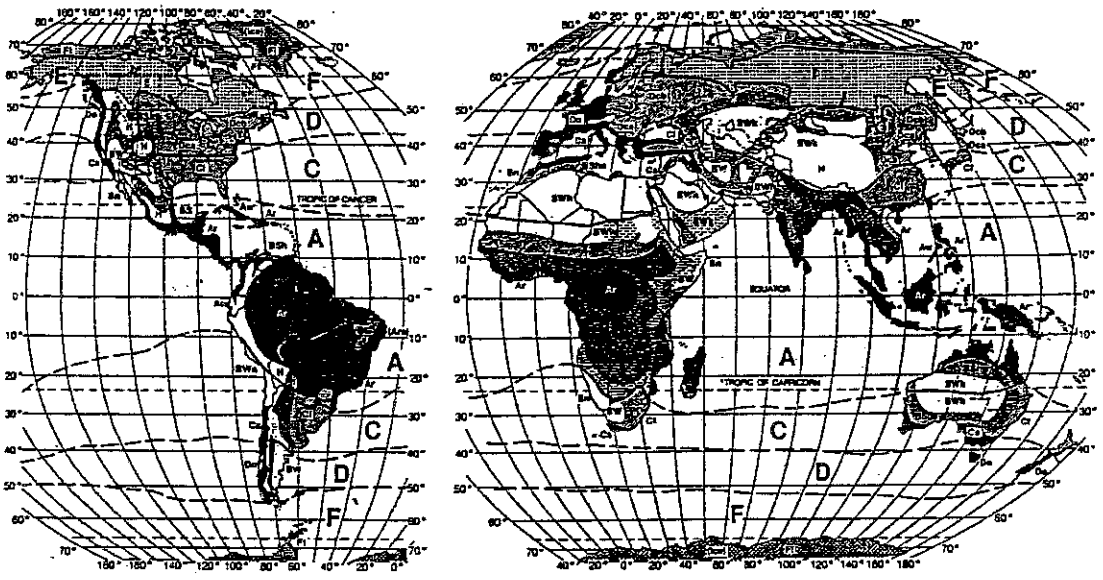
ب- الاقليم المدارى الرطب صيفا والجاف شتاء Aw.

٢- **الأقاليم الجافة** (B): ويشمل النطاقات التى يرتفع فيها معدل البخر السنوى إلى أكثر من معدل المطر السنوى، ومنها المناطق الصحراوية ومناطق الحشائش، وينقسم بدوره إلى إقليمين فرعيين ينقسم كل منهما إلى إقليمين فرعيين آخرين كالآتى:

أ- الاقليم شبه الجاف الاستبس (Bs) وينقسم إلى شبه جاف حار BSb وشبه جاف بارد BSk.

ب- الاقليم الجاف الصحراوى (BW) وينقسم إلى جاف حار BWh، وجاف بارد BWk.

٣- **الاقليم شبه المداري** (C) ويشمل النطاقات المدارية قرب المدارين وهو ينقسم بدوره إلى إقليمين فرعيين:



الأقاليم المعتدلة
- المعتدل البحرى
- المعتدل القارى

الأقاليم القطبية
- التندرا
- الغطاء الجليدى

شكل رقم (٦٥) تصنيف تريوارثا للأقاليم المناخية

أ- الإقليم شبه المدارى الجاف صيفا ممطر شتاء Cs .

ب- الاقليم شبه المدارى الرطب (ممطر طول العام) Cf .

٤- **الأقاليم المعتدلة** (D): ويشمل نطاقات العروض المعتدلة الممطرة طول العام وينقسم بدوره إلى قسمين فرعيين:

أ- الاقليم المعتدل البحرى (Do) .

ب- الاقليم المعتدل القارى (Dc) .

٥- **الاقليم الشمالي** (E): ويشمل النطاقات الشمالية من النصف الشمالى للكرة الأرضية المحصور بين ٥٠، ٦٥ درجة شمالا، ويتصف بصيف قصير بارد، وشتاء طويل ومتجمد.

٦- **الأقاليم القطبية** (F): وتشمل المناطق القطبية المتجمدة المحصورة بين دائرتى عرض ٦٦,٥درجة، ٩٠ درجة (القطب) شمالا وجنوبا، وهو ينقسم إلى إقليمين فرعيين:

أ- إقليم التندرا (Ft) .

ب- إقليم الغطاء الجليدى (Fi) .

٧- **أقاليم المرتفعات** (H): ويشمل مناخ الجبال.

الأقاليم المناخية.

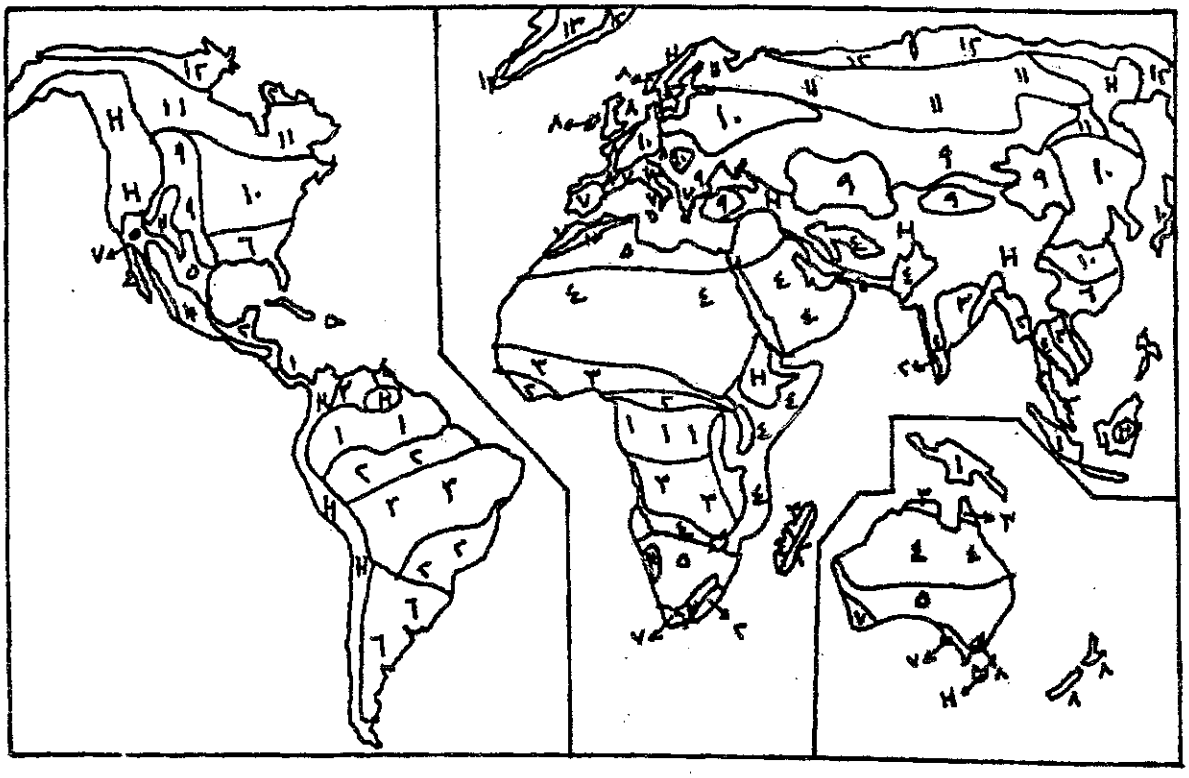
يمكن تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية تبعا لتباين موقعها الفلكى، الذى يحدد تباينها الحرارى، والكتل الهوائية المؤثرة فيها الذى يحدد تباينها الرطب، وهو ما نستعرضه فيما يلى[١]- شكل رقم (٦٦)

أولا: مناخات العروض الدنيا Low- Latitude Climates وتتشكل تبعا لسيطرة الكتل الهوائية الاستوائية والمدارية عليها. وتنقسم إلى أربعة أقاليم رئيسية هى:

١- **المناخ الاستوائي الرطب** Wet Equatoril Climate ويتوزع فى

---

(١) By Strahler, A., N., 1978.



أولاً: مناخات العروض الدنيا:

١- المناخ الاستوائى الرطب.

٢- المناخ الموسمى.

٣- المناخ المدارى الرطب صيفاً والجاف شتاءاً

٤- المناخ المدارى الجاف.

ثانياً: مناخات العروض الوسطي:

٥- المناخ شبه المدارى الجاف.

٦- المناخ شبه المدارى الرطب.

٧- مناخ البحر المتوسط.

٨- المناخ البحرى للسواحل الغربية.

٩- المناخ القارى الرطب.

ثالثاً: مناخات العروض العليا:

١٠- مناخ الغابات الشمالية.

١١- مناخ التندرا.

١٢- مناخ الغطاء الجليدى.

شكل رقم (٦٦) تصنيف ستراهلر للأقاليم المناخية

النطاقات الأرضية المحصورة بين درجتى عرض١٠°شمالاً، ١٠°جنوباً، ويشمل حوض الامازون، حوض الكونغو بأفريقيا الاستوائية، شرق الانديز من سومطرة حتى غينيا الجديدة.

وتتصف هذه النطاقات بأنها أكثر نطاقات العالم حرارة، وتنشط فيها تيارات الحمل الحرارى الصاعدة، وتتأثر بالكتل الهوائية الاستوائية البحرية، الكتل الهوائية المدارية البحرية التى ينتج عنها أمطار تصاعدية غزيرة، وتتجاوز فيها كمية الأمطار السنوية ٢٥٠سم، كما تتشابه المعدلات الشهرية لدرجة الحرارة على مدار السنة، ويتشابه المعدل السنوى والمتوسط الشهرى لدرجة الحرارة فى أنهما يقتربان من نحو ٢٧°م.

٢- **المناخ الموسمي** Monsoon Climate ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٥°، ٢٥°م شمالاً وجنوباً، ويشمل النطاقات الشرقية من وسط وجنوب أمريكا الشمالية، وجزر الكاريبى وجزيرة مدغشقر، وسط وغرب أفريقيا، الهند الصينية، وجزر الفلبين، غرب الهند، بورما وبنجلاديش فى آسيا، وشمال شرق استراليا.

وتتصف هذه النطاقات بتأثرها بالكتل الهوائية المدارية البحرية التى تتحرك نحوها، وتتسم الأمطار هنا بأنها أمطار تضاريسية، بالإضافة إلى المطر التصاعدى الذى يشتد وينشط فى فصل الصيف. وتتصف أيضا هذه الأقاليم بوجود فصل قصير جاف وهو فصل الشتاء. ويرتفع المعدل الشهرى لدرجة الحرارة بشكل عام على مدار السنة ولكنه ينخفض عن المعدلات السنوية خلال فصل الشتاء.

٣- **المناخ المداري الرطب صيفا والجاف شتاء** Wet-Dry Tropical Climate يتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٥°، ٢٠° شمالاً وجنوباً (وبين ١٠°، ٣٠° شمالاً فى قارة آسيا)، ويشمل الهند، الهند الصينية فى آسيا، غرب أفريقيا، جنوب أفريقيا، جنوب أمريكا الشمالية، شمال وجنوب حوض الأمازون بأمريكا الجنوبية، الساحل الشمالى لاستراليا.

تتأثر هذه النطاقات بالكتل الهوائية المدارية البحرية، والاستوائية البحرية. ويصبح فصل الحرارة المرتفعة (الصيف) فصل رطب جدا، أما فصل الحرارة المنخفضة (الشتاء) فيكون فصل جاف.

٤- **المناخ المداري الجاف Dry Tropial Climate** ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض١٥°، ٢٥° شمالا وجنوبا، ويشمل صحارى شبه الجزيرة العربية، صحراء إيران، صحراء ثار، ونطاق الصحراء الكبرى فى شمال أفريقيا، صحراء وسط استراليا، ونطاقات صحراوية صغيرة فى أمريكا الوسطى وجنوب أفريقيا.

تتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية المدارية القارية وهى جافة وحارة جداً، وتتباين المعدلات الشهرية لدرجة الحرارة تبعا لتباين فصول السنة. ويتخذ النطاقات القريبة من دائرة الاستواء فصل ممطر قصير فتصبح نطاقات شبه جافة، وتكون النطاقات الغربية من تلك النطاقات أقل حرارة بسبب قربها من المحيطات ومرور التيارات البحرية الباردة.

ثانيا- مناخات العروض الوسطي Midlatitude Climates وتتشكل تبعا لسيطرة الكتل الهوائية المدارية والكتل الهوائية القطبية عليها، وتنقسم إلى ستة أقاليم رئيسية هى:

٥- **المناخ شبه المداري الجاف Dry subtropical Climate** ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٢٥°، ٣٥° شمالاً وجنوباً، ويشمل شمال أفريقيا، الشرق الأدنى (الأردن، سوريا، العراق) جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية، شمال المكسيك، جنوب شرق استراليا، الأرجنتين وجنوب أفريقيا.

وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية المدارية القارية، وهى بذلك تشبه الخصائص المناخية للاقليم المدارى الجاف إلا أن المدى الحرارى السنوى يكون أعظم فى حالة الاقليم شبه المدارى الجاف حيث يوجد شهر بارد نسبيا فى العروض الدنيا منه، وبارد جدا فى العروض العليا منه وهو فصل الشتاء، وتكون

البرودة هنا محصلة التأثر بجزء من الكتل الهوائية القطبية التى تتحرك من العروض العليا ويكون نظام المطر هنا من النوع الاعصارى.

٦- **المناخ شبه المداري الرطب** Moist Subtropical Climate ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٢٠°، ٣٥° شمالاً وجنوبا، ويشمل جنوب شرق الولايات المتحدة فى أمريكا الشمالية، جنوب الصين، جزر فرموزا، معظم جنوب شرق اليابان فى آسيا، وأوراجواى والنطاقات المشتركة بين البرازيل والأرجنتين فى أمريكا الجنوبية، والساحل الشرقى لاستراليا.

وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية المدارية البحرية التى تجلب لتلك الأقاليم الأمطار الغزيرة التى يزيد معدله فى شهور الصيف، كما تتأثر بمرور الأعاصير المدارية، وفى فصل الشتاء تتأثر تلك الأقاليم بمرور الأعاصير المعتدلة والتأثر بالكتل الهوائية القطبية القارية التى تجلب البرودة الشديدة، أما العروض الدنيا من تلك الأقاليم فهى تتأثر بمرور الرياح الموسمية وتساقط المطر الموسمى بغزارة فى فصل الصيف.

٧- **مناخ البحر المتوسط** Mediterranean Climate ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٣٠°، ٤٥° درجة شمالاً وجنوباً، وتشمل وسط وجنوب كاليفورنيا بأمريكا الشمالية، سواحل حوض البحر المتوسط بقارات آسيا وأفريقيا وأوروبا، السواحل الغربية من استراليا، سواحل شيلى بأمريكا الجنوبية، إقليم كيب تاون فى جنوب أفريقيا.

وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية القطبية البحرية الرطبة فى فصل الشتاء، التى تتسبب فى نمو الأعاصير وسقوط الأمطار الاعصارية عليها، أما فى فصل الصيف فهى تتأثر بالكتل الهوائية المدارية القارية الجافة التى تتسبب بسيادة الجفاف عدة شهور، وبالتالى فالشتاء يكون ممطر، والصيف يكون جاف، وتتباين كمية الأمطار الساقطة بتلك الأقاليم تبعا لموقع كل منها بالنسبة لحركة الأعاصير والبعد والقرب عن المسطحات المائية، فتزداد كمية المطر السنوى على النطاقات الساحلية الواقعة بين دائرتى عرض ٣٠°، ٣٥°.

٨- المناخ البحري للسواحل الغربية Marine West- Coast Climate

ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٣٥ ، ٦٠° درجة شمالاً وجنوبا، وتشمل الساحل الغربى لأمريكا الشمالية، غرب أوروبا والجزر البريطانية، وجزر تاسمانيا ونيوزيلندا باستراليا، النطاقات الجنوبية من شيلى.

وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية القطبية البحرية الرطبة، المصحوبة بالأعاصير التى تتسبب بالأمطار الاعصارية طول العام، وفى حالة السواحل الجبلية يظهر المطر التضاريسى الذى يتسبب فى ارتفاع كمية المطر السنوى بتلك النطاقات، وتنخفض كمية الأمطار ويرتفع المدى الحرارى السنوى بالاتجاه بعيدا عن تلك السواحل نحو الشرق داخل القارات.

٩- المناخ الجاف بالعروض الوسطي Dry Midlatitiude Climate

ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٣٥°، ٥٥° درجة شمالاً وجنوبا، وتشمل غرب أمريكا الشمالية (الحوض العظيم، هضبة كولومبيا، السهل العظيم)، وسط أوراسيا من اقليم الاستبس وحتى صحراء جوبى شمال الصين.

وهذه الأقاليم هى مناطق ظل المطر التى تقع إلى الغرب أو الجنوب من السلاسل الجبلية، وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل القطبية القارية فى الشتاء، أما فى فصل الصيف فهى تعد الاقليم المصدر للكتل الهوائية القارية ويسقط المطر فى فصل الصيف بسبب نجاح الكتل الهوائية المدارية البحرية الرطبة فى الوصول إلى تلك الأراضى ولكن بشكل متفرق، ويكون الصيف دافئ وحار، فى حين يكون الشتاء بارد جداً.

١٠- المناخ القاري الرطب Moist Continental Climate ويتوزع فى النطاقات التى تنحصر بين دائرتى عرض ٣٠°، ٥٥° درجة شمالاً (وبين ٤٥°، ٦٠° درجة فى أوروبا)، ويشمل الأجزاء الشرقية بالولايات المتحدة، وجنوب كندا بأمريكا الشمالية، وشمال الصين وكوريا واليابان فى آسيا، ووسط وشرق أوروبا.

وتتأثر هذه الأقاليم بالجبهة الهوائية القطبية التى تفصل بين الكتل الهوائية القطبية والمدارية، ويرتفع المدى الحرارى الفصلى، وكذلك يتباين الطقس كثيراً بين يوم وآخر، ويزداد المطر الصيفى بسبب التأثر بالكتل الهوائية المدارية البحرية، فى حين يكون الشتاء بارداً متأثراً بالكتلة الهوائية القطبية القارية، وتحرك الكتلة الهوائية للغطاء الجليدى فوق القطب نحو النطاقات الشمالية من هذا الاقليم، وتتأثر النطاقات الآسيوية بالرياح والأمطار الموسمية فى فصل الصيف، ويسودها الجفاف فى فصل الشتاء.

ثالثا: مناخات العروض العليا High Latitiude Climates

وتتشكل تبعا لسيطرة الكتل الهوائية القطبية والكتل الهوائية فوق الغطاء الجليدى القطبى عليها، وتنقسم إلى ثلاثة أقاليم رئيسية هى:

١١- **مناخ الغابات الشمالية Boreal Forest Climate** ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٥٠°، ٧٠° درجة شمالاً، ويشمل وسط وغرب ألاسكا، كندا من مقاطعة يوكون حتى لابرادور، أوراسيا من شمال أوروبا مروراً بكل سيبيريا حتى ساحل المحيط الهادى.

وتتأثر تلك الأقاليم بالكتل الهوائية القطبية البحرية ويزداد التساقط فى فصل الصيف ويكون مصاحبا لمرور الأعاصير، وبشكل عام تكون كمية التساقط السنوى ضئيلة.

١٢- **مناخ التندرا Tandra Climate** ويتوزع فى النطاقات المحصورة بين دائرتى عرض ٦٠، ٧٥ درجة شمالا وجنوباً، ويشمل المنطقة القطبية فى أمريكا الشمالية، التى تشتمل على إقليم خليج هدسن وجزر بافين، سواحل جرينلند، شمال سيبيريا المتاخم للمحيط المتجمد الشمالى، قارة انتاركتيكا.

وتتأثر تلك النطاقات بالكتل الهوائية القطبية القارية والبحرية والكتل الهوائية فوق الغطاء الجليدى القطبى، وتتصف بشتاء طويل شديد البرودة، وفصل صيف قصير جدا يصعب تمييزه، ويسمح فيه ارتفاع درجة الحرارة قليلا بذوبان الطبقة السطحية من الجليد.

١٣- **مناخ الغطاء الجليدي** Ice sheet Climate وهو الاقليم المصدر للكتل الهوائية الجليدية فوق القطب. ينخفض المعدل السنوى لدرجة الحرارة هنا عن أى إقليم مناخى على سطح الأرض، ولا يوجد معدل شهرى واحد تزيد فيه درجة الحرارة عن نقطة التجمد، الرياح تكون عاصفة والتساقط على هيئة ثلوج وكميته قليلة.

• **الخلاصة..**

١- يعد تقسيم سطح الأرض إلى أقاليم مناخية أهم أهداف جغرافية المناخ، ولهذا لجأ العديد من العلماء إلى تصنيف المناخ على سطح الأرض إلى مجموعة أقاليم لكل منها خصائصه المناخية العامة التى تميزه عن الاقليم الآخر، وذلك لكى يسهل حصر الموارد الطبيعية وتفسير العلاقات الجغرافية المتبادلة.

٢- تعتمد التصنيفات المناخية على عدد قليل من المتغيرات المناخية وبخاصة عنصرى الحرارة والمطر، فكلما انخفض عدد المتغيرات المناخية كلما كان من السهل عمل مجموعات تشترك فى خصائص تلك المتغيرات، لأن فى حالة ا ستخدام عدد كبير من المتغيرات فى التقسيم ستكون النتيجة عدداً هائلاً من الأقاليم المناخية التى يصعب متابعتها وتحديدها على خرائط سطح الأرض صغيرة المقياس.

٣- يعد تصنيف كوبن للأقاليم المناخية من أكثر التصنيفات تفصيلا، حيث اعتمد على ثلاثة مستويات من التقسيم اعتمد الأول على الربط بين عنصر الحرارة والأقاليم النباتية، واعتمد الثانى على التوزيع الفصلى للأمطار، واعتمد الثالث على التوزيع الفصلى لدرجة الحرارة ومعدلات أبرد أو أدفأ الشهور.

٤- يمكن تقسيم العالم تبعا لتقسيم ستراهلر إلى ثلاثة أقاليم مناخية، تبعا لموقعها الفلكى الذى يحدد تباينها الحرارى، وإلى نحو ثلاثة عشر إقليما مناخياً تبعا لنوع الكتل الهوائية المؤثرة فيها الذى يحدد تباينها الرطب، وهذه الأقاليم يسهل متابعتها والتعرف على أنظمة المناخ لكل منها.