

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

علم المناخ الاحصائي

جميع الحقوق محفوظة  
الطبعة الأولى  
2019

اسم المؤلف: أ.د. علي حسن موسى

د. فواز أحمد موسى

عدد النسخ:

دار النشر:

# علم المناخ الإحصائي

**الدكتور**

**علي حسن موسى**

أستاذ علم المناخ بجامعة دمشق

**الدكتور**

**فواز أحمد موسى**

أستاذ علم المناخ بجامعة حلب



## الفهرس

رقم الصفحة	الموضوع
7	المقدمة.....
9	الباب الأول : التحليل الإحصائي والرياضي للمتغيرات المناخية.....
11	الفصل الأول: علم المناخ- مجالاته وعلاقته بعلم الأرصاد الجوية.
27	الفصل الثاني: مقاييس النزعة المركزية.....
47	الفصل الثالث: مقاييس التشتت.....
59	الفصل الرابع: معاملات الارتباط.....
69	الفصل الخامس: الاحتمالات والتوزيع التراكمي النسبي.....
73	الفصل السادس: مقاييس التغيرات الزمنية.....
83	الفصل السابع: استخدام أسلوب التحليل الطيفي في الدراسات المناخية
95	الباب الثاني: العلاقات والمعادلات المناخية الخاصة.....
97	الفصل الأول: قوانين الغازات (الهواء).....
101	الفصل الثاني: قوانين الطاقة والحرارة.....
153	الفصل الثالث: قوانين الضغط الجوي والرياح.....
193	الفصل الرابع: قوانين الرطوبة الجوية والتبخر.....
209	الفصل الخامس: قوانين التكاثف والتهطال.....
233	الملاحق.....
243	المصطلحات.....
255	المراجع.....



## المقدمة

يمكن تعريف المناخ بأنه: "الحالة العامة للغلاف الجوي في منطقة ما لفترة طويلة أو حالة الغلاف الجوي الدائمة". وتضمن هذا التعريف تفاصيل عديدة عن عناصر المناخ "الأشعاع الشمسي، الحرارة، الضغط الجوي، الرياح، الرطوبة، التساقط، الكتل الهوائية ... وغيرها"، كما يضاف إلى ذلك الظواهر المناخية التي تتكون في الغلاف الجوي كالضباب، السحب والعواصف الترابية والعلاقة والتباين بين عناصر المناخ محلياً وإقليمياً. فالمناخ مجموع معدل حالة الجو بعناصره المختلفة، وبذلك يمثل معدل الحالة الفيزيائية للجو مع الاختلافات الإحصائية في الوقت والمكان، ومن هنا يتضح أنه لا يمكن للمناخ أن يستغني عن تسجيلات الطقس والتي توفر للمهتم في المناخ تفسير وتحليل ما يرافق عناصر المناخ من ظواهر جوية واحوال مناخية يمكن أن نستنتج منها التنبؤ أو التوقعات المستقبلية للمناخ.

تطورت وتشعبت دراسة المناخ فظهر علم المناخ التفصيلي ( Micro climatology) والمناخ التطبيقي Applied Climatology، والمناخ المحلي ( Local Climatology) والمناخ الديناميكي (Dynamic Climatology) والمناخ الشمولي (Synoptic Climatology).....

وباعتبار علم الإحصاء يهتم بالمعلومات والبيانات- ويهدف إلى تجميعها وتبويبها وتنظيمها وتحليلها واستخلاص النتائج منها بل وتعميم نتائجها- واستخدامها في اتخاذ القرارات، فقد أدى التقدم المذهل في تكنولوجيا المعلومات واستخدام الحاسبات الآلية إلى مساعدة الدارسين والباحثين ومتخذي القرارات في الوصول إلى درجات عالية ومستويات متقدمة من التحليل ووصف الواقع ومتابعته ثم إلى التنبؤ بالمستقبل في هذا المجال، ومن المعروف إن الإحصاء لا غنى عنه للباحث المناخي الذي يعتمد في بحثه على الأسلوب العلمي. أي أن الإحصاء يعد الأداة التي تساعده على تفسير الظواهر التي يدرسها وتوضيح النتائج التي يحصل عليها ودلالات البيانات والأرقام التي يحصل عليها.

ومع تطور وسائل البحث العلمي وتوافر المعلومات ووسائل معالجتها والتطور الكبير في الاسلوب الكمي وسهولة استخدامه بتوفر الحاسب الآلي والبرامج الاحصائية المتقدمة التي أصبح لا غنى عنها في أي بحث مناخي، لابد من توظيف هذا التقدم في بلورة دراسات مناخية في ميدان مناخي تطبيقي يمكن تسميته (المناخ الاحصائي والرياضي Statistical and Mathematical Climatology)، الذي يأخذ بعين الاعتبار استخدام القوانين الخاصة بالعناصر المناخية وتوظيفها والافادة منها، كما يختص بدراسة الخصائص الاحصائية للبيانات المناخية وتحليلها وفق الطرق الاحصائية الحديثة وباستخدام البرمجيات الحاسوبية الحديثة في هذا المجال.

تضمن هذا الكتاب ثلاث أبواب، ضمت سبعة عشر فصلاً، خصص الباب الأول - الذي تضمن (6) فصول لدراسة الأساليب الاحصائية المستخدمة في معالجة البيانات المناخية حيث تضمن عرضاً لمقاييس النزعة المركزية ومقاييس التشتت ومقاييس الارتباط والاحتمالات وطرق دراسة الاتجاه العام ومقاييس المتغيرات الزمنية وطريق التحليل التوافقي للكشف عن الدورية في العناصر المناخية.

تضمن الباب الثاني (5) فصول خصصت لدراسة واستعراض العلاقات والمعادلات المناخية الخاصة المتمثلة بقوانين الغازات (الهواء) وقوانين الطاقة والحرارة وقوانين الضغط الجوي والرياح وقوانين الرطوبة الجوية والتبخر وقوانين التكاثر والتهطل. ولما كان تأليف هذا الكتاب قد تم في أيام عصيبة تمر بها بلدنا الحبيبة، فهو لن يكون، بالطبع، كتاباً متصفاً بالكمال. نظراً للمقتضيات الآنية التي كانت تفرض نفسها علينا في أثناء فترة إعداده، ونحن إذ نقدم هذا الكتاب ليكون عوناً للطلاب والباحثين في مجال الدراسات المناخية، نأمل أن نكون قدمنا الفائدة العلمية المرجوة. ونتمنى أن يكمل الباحثون الآخرون ما لم نستطع الوصول إليه، فالكمال لله وحده.... والله ولي التوفيق.

**المؤلفان**

كانون الثاني 2019 م

# **الباب الأول**

## **التحليل الإحصائي والرياضي للمتغيرات المناخية**

**الفصل الأول: علم المناخ- مجالاته وعلاقته بعلم الأرصاد الجوية**

**الفصل الثاني: مقاييس النزعة المركزية**

**الفصل الثالث : مقاييس التشتت**

**الفصل الرابع: معاملات الارتباط**

**الفصل الخامس: الاحتمالات والتوزيع التراكمي النسبي**

**الفصل السادس: مقاييس التغيرات الزمنية**



## الفصل الأول

### علم المناخ: مجالاته وعلاقته بعلم الأرصاد الجوية

#### 1.1 . الطقس والمناخ:

لابد قبل تحديد ماهية علم المناخ ومجالاته، الذي يكاد أن يتوقف عند دراسة غلاف الأرض الجوي، باعتبارنا نتكلم عن مناخ الأرض، وليس مناخ غيرها من الكواكب التي تمتلك أغلفة جوية. ورغم أن الغلاف الجوي الأرضي يشكل بمجمله منظومة كاملة ترتبط مكوناته بالأرض من خلال قوة جاذبيتها لها، إلا أن المناخ بما يمثله من مجموعة أحوال جوية تترك بصماتها طويلة الأمد على سطح الأرض، فإن العمليات التي تكونه تكاد تنحصر في الجزء الأدنى منه الذي لا يبتعد وسطياً عن سطح الأرض أكثر من (12) كم.

ولتحديد مدى العلاقة بين علمي المناخ والأرصاد الجوية، لابد من تحديد مفهومين رئيسيين تتوقف عليها آلية دراسة الحالة الجوية مفردة أو دراسة مجموعة الحالات الجوية. وهذين المفهومين هما: الطقس والمناخ.

**فالطقس (Weather)؛** هو الخلية الصغرى الحية الحركية من خلال المظهر الجوي الذي يتخذ أشكالاً مختلفة من الحالات الجوية المتغيرة بسرعة في الزمان والمكان. حيث يمثل الطقس؛ حالة الجو في مكان ما خلال فترة زمنية قصيرة قد تكون يوماً أو جزءاً من يوم. ذلك أنه في بعض الأماكن قد تتغير حالة الجو بشكل ملحوظ من لحظة إلى أخرى، ونكون هنا أمام طقس متغير متبدل بسرعة. وفي بعض المناطق قد تستمر الحالة الجوية المترددة على وتيرة واحدة لمدة تزيد على يوم وقد تصل إلى أكثر من أسبوع، في حال كون العوامل المتحكمة في الحالة الجوية ثابتة نسبياً وبالفاعلية نفسها، ونكون هنا أمام مفهوم جديد يعرف باسم **أنموذج الطقس (Weather Type)** كما هو الحال في أنموذج الطقس شديد البرودة والجفاف المصاحب لرياح شمالية شرقية في أواخر فصل الخريف في سورية الذي يدوم لفترة قد تزيد على ثلاثة أيام، وكما هو الحال

في أنموذج طقس الموجات الحارة التي تسببها الرياح الجنوبية والجنوبية الشرقية الحارة في فصلي الربيع والصيف.

**أما المناخ (Climate)؛** فيعبر عن الحالة المتوسطة للجو في مكان ما خلال فترة زمنية طويلة تقارب من (30) سنة إلى (35) سنة. مشكلاً بذلك الخلية الكبرى الساكنة نسبياً للمظهر الجوي. ذلك أن المناخ في أية منطقة هو مركب لطقوس متعددة متعاقبة وامتازجة مع بعض خلال فترة طويلة من الزمن، تكفي لأن يتردد خلالها أشكال الطقوس كافة، المنتظمة منها وغير المنتظمة.

وهكذا نجد أن المناخ يهتم بالحالات الجوية المتوسطة التي تضي على المكان مظهراً جويّاً متميزاً، تنعكس مؤثراته على جوانب البيئة الجغرافية المختلفة. في حين نجد أن الطقس تركيب جويّ آني وعابر، غير أنه ملموس وواقع. فهو حقيقة يعيشها الإنسان لحظة فأخرى. ورغم أهمية مثل هذه التركيبات العابرة، إلا أن الحالات الأكثر شيوعاً وديمومة ذات أهمية أكبر لكونها تحدد المعالم والخصائص الرئيسية للمكان.

وإذا كان بعض العلماء يقترحون فترة زمنية (بروكنر، 35 سنة) على اعتبار إمكان أن يحدث فيها أشكال الطقوس كافة، معطية بذلك أنموذجاً مناخياً معيناً، فإن بعضهم الآخر يعد فترة (11) سنة كافية لأن تعطي صورة عن مناخ منطقة ما، وتربط هذه الدورة (دورة 11 سنة) بدورة البقع الشمسية. وعلى كل حال، فإن المعطيات الرصدية التي تمتد لعدد قليل من السنين لا تخلو من بعض الفائدة، لأنها تظهر على كل حال ألواناً من طقس المنطقة التي جمعت فيها،

ولكن يجب أن لا نعدّها ممثلة لمناخ تلك المنطقة تمثيلاً حقيقياً لقصر الفترة التبتغطها، والتي لا تتمثل فيها ألوان الطقس كافة.

## 1. 2. عناصر الطقس، والمناخ:

سواء أكان الأمر خاصاً بالطقس، أم المناخ، فإن كليهما يعبر عن حالة جوية. وهذه الحالة تعني مركباً جويّاً، أي مظهراً ناجماً عن تفاعل بين عدة عناصر. وعلى الرغم مما قد شاع على ألسنة الناس من تعابير عن الحالة الجوية على أساس عنصر واحد،

كأن يقال: طقس بارد، جاف، ريحي، مطير، مثلج.. الخ. إلا أن استخدام بعض التعابير المركبة (طقس خائق، جميل، مضطرب، قاس.. الخ) أقرب ما يكون إلى الواقع، والدلالة. إن الحالة الجوية في مكان ما، وليدة تفاعل عناصر عديدة ممثلة في: الحرارة، الرطوبة الجوية، الضغط الجوي، الرياح، والتهطال. ويعود اختلاف الطقس من ساعة إلى أخرى، ومن يوم إلى يوم، كما يعود التنوع المناخي الملحوظ بين منطقة وأخرى إلى اختلاف في الكمية والكثافة والتوزيع المكاني للعناصر الطقسية والمناخية. تلك العناصر التي هي وليدة تفاعل مجموعة من العوامل (درجة العرض، توزيع اليابسة والماء، الارتفاع، التيارات البحرية، النبات، الإنسان..). والمخطط التالي يلقي ضوءاً على العلاقة بين العوامل والعناصر، وما يتمخض عنهما من أشكال مختلفة من الطقس والمناخ.

الناتج		العناصر الجوية		العوامل الجوية
نماذج وأنواع مختلف من الطقس والمناخ	رطوبة	1. درجة الحرارة	رطوبة تفاعل العوامل الجوية	1 . الموقع الفلكي (درجة العرض)
		2. ضغط الهواء		2 . توزيع اليابس والماء
		3. الرياح		3 . الارتفاع
		4 . الرطوبة الجوية		4. الحواجز الجبلية
		والتهطال		5 . التيارات المحيطية
				6 . النبات والتربة
				7. الإنسان

### 1. 3. طبيعة علمي المناخ والأرصاد الجوية ومجاليهما:

يعد علم المناخ، أحد الأفرع الرئيسية من فروع الجغرافية الطبيعية. ورغم ارتباطه الوثيق بعلم الأرصاد الجوية، إلا أن منهج المعالجة من حيث المحتوى والشكل جغرافي. فالأرصاد الجوية تقدم المادة الخام الأولية للجغرافي، الذي يقوم بتحليلها ومعالجتها معالجة جغرافية، مقدماً من خلالها وصفاً وتعليلاً وتفسيراً للحالة الجوية على مستوى العالم أو وحداته الإقليمية، أو خلاياها مختلفة الأحجام.. وما إلى ذلك.

**فعلم المناخ (Climatology)** يهتم بصورة عامة بمعالجة أنماط سلوك الجو في مكان ما خلال فترة طويلة من الزمن، وهو بذلك يعنى بنتائج العمليات التي تتم في الجو أكثر من اهتمامه بأفعالها الحاضرة (اللحظية). ومجال علم المناخ رحب واسع، مما يُمكن من تقسيمه إلى عدة أفرع حسب موضوعات معالجته، ومقياس المعالجة. فعلى أساس **موضوعات المعالجة** نميز ما يلي:

أ . **علم المناخ الطبيعي (Physical Climatology):** الذي يهتم بالمسببات أكثر من اهتمامه بالنتائج. فهو يهتم بدراسة سلوك عناصر الحالة الجوية، أو العمليات التي تتم في الجو على ضوء المبادئ والأسس الفيزيائية.

ب . **علم المناخ الشمولي (السينوبي Synoptic.C):** يهتم بدراسة الطقس والمناخ فوق منطقة معينة، على ضوء علاقة ذلك بنمط الحركة الجوية السائدة. وهو اتجاه جديد، وضروري بالنسبة لفرع علم المناخ الوصفي.

ج . **علم المناخ الديناميكي (التحريكي Dynamic.C):** ويكاد لا يختلف كثيراً عن علم المناخ الشمولي، في كونه يركز على دراسة الحركات الجوية بمقاييسها المختلفة، بخاصة الحركة الجوية العامة.

د . **علم المناخ الوصفي (Climatology):** الذي يهتم بمعالجة العلاقات والإحصاءات المناخية على مستوى الكرة الأرضية ووحداتها الإقليمية الكبرى، مقدماً بذلك وصفاً عاماً لمناخ تلك الوحدات. ومن أشهر الكتب في هذا الموضوع كتاب (مناخ القارات) للمناخي البريطاني ( كندرو Kendrew )<sup>(1)</sup>.

هـ . **علم المناخ التطبيقي (Applied. C):** يهتم بالبحث عن الآثار التي يمارسها المناخ على مختلف جوانب البيئة، وأوجه مواجهة الإنسان لها. ولذا فإن هذا الفرع يعالج موضوعات متعددة، مما جعل تفرعاته كثيرة (علم المناخ الزراعي، الصناعي، التجاري، السياحي، الطبي، التربوي، النباتي.. الخ).

---

(1)- Kendrew, W.G.; «The Climate of the Continents». Oxford, p.19

و . علم المناخ التاريخي (Historical. C)؛ ويهتم بدراسة التطورات المتتالية في المناخ خلال الزمن.

أما على ضوء مقياس المعالجة المناخية، فيمكن تقسيم علم المناخ إلى ثلاثة أفرع رئيسية:

أ . علم المناخ العام (Macroclimatology): الذي يركز على دراسة مظاهر المناخات في مناطق كبيرة من الأرض، والحركات الجوية الكبرى التي تشكل القوة الأساسية في خلق تلك المناخات.

ب . علم المناخ المتوسط (Mesoclimatology): الذي يهتم بدراسة مناخ المناطق متوسطة الحجم، كما في دراسة مناخ المدن الكبرى، أو مناخ مناطق التورنادو، أو الأعاصير المدارية (الهوريكين).

ج . علم المناخ الأصغري (Microclimatology): أو ما يعرف بعلم المناخ المجهرى، أو التفصيلي. والذي يهتم بدراسة المناخ القريب من سطح الأرض والملامس له. وذلك ضمن منطقة صغيرة جداً. ويعد الكتاب الذي أصدره جيجر (Geiger. R) عام (1950م) أول وأهم ما كتب في هذا المجال والذي عنوانه (المناخ قرب سطح الأرض)<sup>(1)</sup>.

أما علم الأرصاد الجوية (Meteorology) فهو علم الجو، أو كما يشار إليه بعلم الظواهر الجوية، أو علم الأنواء. وأصل كلمة (ميتيورولوجي) إغريقي، حيث تتألف من مقطعين (Meteoros) الذي يعني شاهقاً أو عالياً، و Logos الذي يعني دراسة أو علماً)، وبذا فإن المعنى اللفظي لها هو علم أو دراسة الأشياء العليا، أي دراسة الجو. كما يمكننا أن نشير إلى علم أرصاد الجو على أنه علم فيزياء الجو، لتركيزه على فيزيائية الجو وحركيته وكيميائيته، وما يتولد عن ذلك من أنماط وأشكال مختلفة من الحالات الجوية.

ويمكن أن نقسم هذا العلم إلى أربعة أفرع رئيسية:

---

(1)- Geiger. R; «The Climate Near the Ground». Harvard University Press, 1950.

أ . علم الأرصاد الجوية الطبيعية (Physical. M): الذي يعني بدراسة بنية الجو وتركيبه. وانتقال الإشعاع الكهرطيسي، والأمواج الصوتية خلال الجو. والعمليات الطبيعية التي تتدخل في تشكل السحب، والتهطال، والظواهر الجوية الكهربائية. وما يتعلق بمسائل أخرى خاصة بفيزياء الجو وكيميائيته<sup>(1)</sup>.

ب . علم الأرصاد الشمولي (السينوبي Synoptic. M): الذي يعني بوصف الحركات الجوية وتحليلها بمقاييس كبيرة. ويمكن أن يطلق على هذا العلم (علم التنبؤات الجوية) لاهتمامه الأساسي بالتنبؤات، لذا فقد تطور هذا العلم تطوراً كبيراً في السنوات الماضية لازدياد كثافة محطات الرصد الشمولية (السينوبية) واستخدام تقنيات متطورة في سبر الجو رأسياً، وفي تبادل المعلومات، وتحليلها.. وما إلى ذلك.

ج . علم الأرصاد الديناميكي (التحريكي Dynamic): الذي يعني بالحركات الجوية وتطورها الزمني، معاكساً لعلم الأرصاد الشمولي، لكونه يستخدم الاتجاه التحليلي القائم على مبادئ ديناميكا السوائل<sup>(2)</sup>. ولقد تضاءلت حالياً الفروق ما بين علم الأرصاد الشمولي، والديناميكي، لازدياد استخدام علم الأرصاد الشمولي للقوانين الحركية الناظمة للجو، واعتماده كثيراً على الاتجاه التحليلي، حتى نجد أن بعض العلماء ينظرون إلى علم الأرصاد الشمولي على أنه المرحلة التطورية الحديثة لعلم الأرصاد الديناميكي.

د . علم الأرصاد التفصيلي (Micrometeorology): أو ما يعرف بعلم الأرصاد المجهرى، أو الأصغري. ويهتم هذا الفرع بدراسة الجزء السفلي من الجو القريب من سطح الأرض، وذلك من مستوى سطح الأرض وحتى ارتفاع بضعة أمتار.

#### 4.1 . علاقة علم المناخ بالأرصاد الجوية:

من الصعب تحديد الحد الفاصل بين علمي المناخ والأرصاد الجوية، لكون كل منهما يهتم بمعالجة الموضوعات نفسها تقريباً، إلا أن المنهج والهدف يختلفان، وتختلف معهما بالتالي طبيعة المعالجة وأداتها والنتائج المتوخاة من ذلك.

(1) – Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Atmospheric Science. New york, 1977, p.1-2

(2)- Ibid; p.2

ويمكننا أن نلخص العلاقة فيما بينهما إذا ما استطعنا أن نرجع كل منهما إلى طبيعته. فعلم المناخ هو أحد فروع الدراسات الجغرافية الطبيعية، ولذا يمكن أن نعرف هذا العلم، بعلم الجو الجغرافي، الذي يهتم بالدرجة الأولى بمعالجة المعطيات الإحصائية الخاصة بعناصر المظهر الجوي الرئيسية، لتحديد درجة تردد الظواهر الجوية المختلفة، وما يتولد عنها من حالات جوية تضفي على المكان سمة مميزة، والتعليل والتفسير، يشكلان ركناً من أركان الطريقة الجغرافية في المعالجة.

بينما نجد أن علم الأرصاد الجوية، يهتم بمعرفة الخصائص العامة للجو، من حيث بنيته وتركيبه، وحركاته، وطبيعة حدوث الظواهر المختلفة وآلياتها.. وما إلى ذلك، اعتماداً على القوانين الناظمة والمتحكمة في ذلك، ولذا يمكن أن نعرف هذا العلم، بعلم الطبيعة الجوية، أو علم فيزياء الجو. وللوصول إلى الغاية المنشودة، يقوم المتيورولوجي برصد عناصر الطقس كافة عند مستوى السطح وفي الأعالي، مقيساً ما يمكن قياس، معتمداً بذلك على التقنيات المتوافرة قديمها وحديثها.

ويعد علم الأرصاد الجوية العلم المتداخل مع علم المناخ. فبالإضافة إلى اعتماد المناخي على معطيات قياسات الأرصاد الجوية التي تشكل اللبنة الأساسية في دراساته، فإنه مضطر في كثير من الأحيان للأخذ بعين الاعتبار للمفاهيم الأساسية المستخدمة في مجال الأرصاد الجوية، لما لذلك من دور في منح المناخي القدرة على تفسير التباينات المكانية والزمانية للأحوال الجوية وتعليلها.

وهذا كله جعل هناك تداخل ملموساً في الموضوعات التي يعالجها كل من المتيورولوجي والمناخي، وتكفي نظرة واحدة إلى بعض من الكتب المتيورولوجية والمناخية ليتوضح ذلك.

## 1. 5. التطورات في علمي المناخ والأرصاد الجوية

منذ أن وجد الإنسان عاش محكوماً بقوتي الأرض والسماء. وإذا كان قد استطاع أن يتحرر من عبودية سطح الأرض المطلقة، فإنه بقي محكوماً في كثير من مجالات الحياة بقوة السماء، بعيداً عن معرفة كنه ما يحدث فيها، ومصدر ذلك، مرجعاً ذلك إلى

قوى خارقة كانت في يقينه مصدر الدفء والبرودة، ومسيرة الهواء والأمطار، وباعثة العواصف والهالك والدمار، فما كان منه إلا أن عبدها وأجلّها، طالباً منها الرحمة حين الشدة، لأنه كان يرى فيها مصدر خيره وطعامه وشرابه، وهوائه الذي يتنفسه ويحيا به.

وعلى الرغم من أن السجلات القديمة قدمت بعض الملامح عن معرفة بالجو وأحواله كما جاء في بعض أشعار الإغريق، وكتابات العهد القديم، وما عثر عليه أيضاً في بلاد ما بين النهرين. غير أن مفهوم الطقس لم تتضح معالمه العلمية حتى القرن الخامس قبل الميلاد، حيث أعد (هيروdot) كتاباً عام (440 ق.م)، بعنوان (تاريخ الطقس والرياح الموسمية) يذكر فيه أن إعصاراً مصحوباً بمطر وابل مر على طيبة بمصر فدمر الكثير من مبانيها. ويعد كتاب (أبقراط Hippocrates) عام (400 ق.م)، بعنوان (الهواء، الماء، والمكان) أول كتاب في علم المناخ الوصفي. ويعتقد أن أول كتاب في الأرصاد الجوية هو كتاب (أرسطو) عام (350) ق.م بعنوان (الأرصاد الجوية Meteorologica). وقد قسم الإغريق العالم إلى ثلاثة أقاليم مناخية على أسس فلكية (إقليم حار فيما بين المدارين، إقليم معتدل فيما بين المدار والدائرة القطبية، وإقليم بارد خلف الدائرة القطبية).

وقد أتاحت الدولة الإسلامية المترامية الأطراف في أوج ازدهارها معرفة الكثير عن الخصائص المناخية لمناطقها المختلفة، وأظهر علماءها البارزون آثار التباينات المناخية على نشاط البشر وعاداتهم وتقاليدهم، بالإضافة إلى معالجتهم لبعض المسائل الخاصة بالجو، وخصائصه. وكان من هؤلاء؛ المسعودي، والبيروني، وابن خلدون، وإخوان الصفا.. وغيرهم. كما ساعد اشتغال العرب بالتجارة البحرية في بحر العرب والمحيط الهندي على مراقبة الدورة العامة للغلاف الجوي فوق المحيط الهندي والرياح الموسمية . حيث أن كلمة (Monsoon) مأخوذة من العربية (الموسم) ..

ولم تبدأ التطورات السريعة في علم الجو حتى بداية اختراع أجهزة القياس الرصدية، حيث تم في عام (1593م) اختراع ميزان الحرارة من قبل غاليليو (Galileo)، وفي عام (1643م) اختراع تورشيلي (Torricelli) مقياس الضغط الجوي (البارومتر الزئبقي). وقد مكن هذا الاختراعان من إنشاء العديد من المراصد الجوية في أوروبا، وشيوع استخدام

المنهج العلمي في دراسة كل من الطقس والمناخ الذي بدأه (باكون 1561 Bacon . 1626 Boyle)، وأعقبه في ذلك (ديكارت 1596 . 1650م). وقد وضع (بويل 1627 Boyle . 1691) الأسس الأولى لمبادئ التحريك الحراري (الترموديناميك) في دراسة الغلاف الجوي، مكتشفاً العلاقة بين الضغط وحجم الغاز.

ويعد العالم الألماني دوف (Dove) أول من وضع عام (1827م) مفهوم المناخ الشمولي (السينوبي). وفي عام (1845م) نشر بيرغهاوس (Berghaus) أول خريطة مطر سنوية للعالم مستخدماً التظليل. وفي عام 1848 نشر (دوف) أول خريطة للمتوسط الشهري لدرجة الحرارة. ومع تطور خرائط الطقس (Synoptic Chart) بين عامي (1860 . 1865م)، واكتشاف قانون بويز . بالوت (Buys- Ballot) عام (1875م) وتطور وسائل الاتصال السلكي، بدأ أسلوب جديد من الدراسة القائم على البحث عن أنماط الضغط عند مستوى سطح البحر وعلاقتها بالطقس. وفي عام (1868م) أنتجت أول خريطة في العالم للمتوسط الشهري للضغط الجوي من قبل بوشان (Buchan).

وحتى منتصف القرن التاسع عشر، فإن الجزء الأكبر من الدراسة الميئورولوجية كانت عبارة عن دراسة مناخية، لكن بدخول خريطة الطقس التي سمحت بتمثيل الأحوال الجوية الآنية فوق منطقة شاسعة، فإن علمي الأرصاد الجوية (الميئورولوجيا) والمناخ أخذوا بالافتراق والابتعاد عن بعضهما. فعلم الأرصاد الجوية أصبح دراسة للطقس الجاري والتنبؤ بالطقس، اعتماداً على توزع الضغط اللحظي. أما المناخ فقد ركز على أنماط السلوك الجوي، بالاعتماد على المتوسطات الحسابية.

وأول كتاب علمي يعالج موضوعات علم المناخ هو كتاب علم المناخ (Handbook of Climatology) لمؤلفه هان (Hann) المكون من ثلاثة أجزاء، عالج في الجزء الأول منه الذي نشر عام (1883م) موضوعات المناخ العام، وفي الجزئين الآخرين عالج فيهما موضوعات المناخ الإقليمي. وقد أعيدت طباعة الكتاب عدة مرات، كما نقحت خرائطه، وظهرت مرة أخرى سنة (1889م) في أطلس الميئورولوجيا (Atlas of Meteorology) لمؤلفيه بارثو لوميو (Bartholomew) وهربرتسون (Herbertson)، وبقي مرجعاً رئيسياً لسنوات طويلة.

ولم يبدأ التقدم الحقيقي في دراسة الجو إلا مع تطبيق مبادئ الهيدوديناميكا في تحليل خرائط الطقس على أيدي النرويجي بيركنز (V. Bjerkess) وزملائه. وفي عام (1917م) انتقل (بيركنز) إلى مدينة برغن حيث أسس هناك مدرسة خاصة بالأرصاد الجوية. وقد عملت تلك المدرسة على بناء شبكة كثيفة من محطات الرصد الجوي في جنوبي النرويج، كما طورت عدداً من النماذج الجوية الهامة. وأهم الاكتشافات التي أنجزتها مدرسة برغن كان اكتشاف الجبهة الحارة عام (1918م) على أيدي (بيركنز، وسولبرغ)، واكتشاف مرحلة الامتلاء في المنخفض الجوي عام (1919م) من قبل (بيرجرون)، واكتشاف الثالث كان في عام (1922م) لنظرية الجبهة القطبية لتشكل المنخفضات الجوية. وفي عام (1930م) رسم (بيرجرون) الخطوط العامة لعلم المناخ الديناميكي على اعتبار أنه دراسة إحصائية لأنماط الطقس المستقرة (الكتل الهوائية والجبهات) على اعتبار أنها تمثل عمليات ديناميكية وتيرموديناميكية.

وفيما بين عامي (1930 . 1940م) نشر كل من كوبن (Koppen) وجيغر (Geiger) كتابهما (Handbuch der Klimatology) المؤلف من خمسة أجزاء، ليحل بذلك بدلاً من كتاب (هان). وقد اهتم الجزء الأول بالمناخ العام، أما الأجزاء الأربعة الباقية فعالجت موضوعات المناخ الإقليمي. وفي عام (1931م) نشر الأمريكي (ثورنتويت) تصنيفاً مناخياً منافساً لتصنيف (كوبن) السابق له، ليعدله في عام (1948م).

ولقد ركزت مدرسة بيرغن برئاسة بيركنز وزملائه على دراسة النظم الجوية الصغيرة. في حين ركزت مدرسة شيكاغو التي تزعمها عالم الأرصاد السويدي المشهور روسبي (C.G. Rossby) على الحركة العامة للغلاف الجوي. وقد تتلمذ على أيدي (روسبي) العديد من علماء الأرصاد الجوية المشهورين أمثال:

باير H.R. Byers، ناميس J. Namias، وكسلر H. Wexler، وويليت H.C. Willett. وقد تعاون مع مدرسة شيكاغو، عالم الأرصاد السويدي بالمين E. Palmén. وبالإضافة إلى تطور الأسس النظرية والتجريبية لعلمي المناخ والأرصاد الجوية بشكل ملحوظ في الأربعينات والخمسينات من هذا القرن. فإن التطورات الأحدث التي مكنت من إعطاء دفع كبير في تقدم العلمين وازدياد مجالاتهما، يمكن تلخيصها فيما يلي:

أ . ازدياد شبكة محطات الرصد الجوي في العالم.

ب . ازدياد المعرفة بالأجواء العليا، باستخدام أجهزة الراديو سوند التي دخلت مجال الاستخدام منذ عام (1937م) متطورة عدداً ونوعاً. وبواسطة الطائرات التي تقدم بعض المعلومات المفيدة.

وكان لدخول الأقمار الصناعية الخاصة بالأرصاد الجوية الدور الأكبر في تقدم المعرفة ليس بالنسبة للأجواء العليا، وإنما أيضاً بالنسبة للجو القريب من السطح. وما مكنها من ذلك تعدد مجالات فعاليتها، وقدرتها على تقديم المعلومات حتى ارتفاعات شاهقة<sup>(1)</sup>. ويعد القمر الصناعي الرصدي (تيروس، Tiros, 1) الذي أطلقته الولايات المتحدة في الأول من شهر نيسان عام (1960م) أول قمر صناعي مخصص لدراسة الأحوال الجوية، تلاه بعد ذلك سلسلة من أقمار الرصد الأمريكية (تيروس، نيمبوس Nimbus، إيسا Essa، نوى Nooa، وجوس Goes). بالإضافة إلى الأقمار التي أطلقها الاتحاد السوفييتي (كوزموس Cosmos، ميتيور Meteor، وجومس Goms)، وغير ذلك من الأقمار، كما في القمر الأوروبي (ميتوسات Metesat)، والقمر الياباني (جمس GMS).

ج . استخدام أجهزة الرادار التي أسهمت مساهمة فعالة في دراسة بعض الظواهر الجوية، بخاصة العواصف والأعاصير.

د . تطورت وسائل الاتصال وتبادل المعلومات، مما أعطى دفعاً للتقدم

في مجال التنبؤات الجوية، وتحقيق مزيد من التطور في الدراسات الإقليمية والمحلية.

هـ . دخول الحاسبات الالكترونية (الكمبيوتر) مجال الاستخدام في الدراسات الخاصة بالأرصاد الجوية، والمناخ.

### 1. 6 . دور المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (WMO):

إن الحاجة لتحسين طرائق ووسائل جمع المعلومات الرصدية، وتنظيم عمليات دراسة الأحوال الجوية ورصدها، والتقدم في المفاهيم والنظريات عن الجو وتقلباته، وتزايد كثافة شبكة محطات الرصد الجوي في العالم، والحاجة إلى تعاون دولي للتغلب على

(1) . علي موسى «الرصد والتنبؤ الجوي». دار دمشق، دمشق، 1986، ص 187 . 203.

بعض العوارض الجوية الخطرة. دفع هذا كله إلى إنشاء منظمة الأرصاد الجوية الدولية (W M O) في عام (1873م)، التي أصبحت في (23) آذار عام (1950م) تعرف بمنظمة الأرصاد الجوية العالمية (W M O). وفي شهر كانون الأول من عام (1951م) أصبحت منظمة الأرصاد الجوية إحدى المنظمات التابعة للأمم المتحدة، محتلة مكاناً مرموقاً لما عرفت به من نشاط فعال. ومركز هذه المنظمة في مدينة جنيف (سويسرا). وقد رسمت أغراض المنظمة في البداية بالنقاط الثلاث التالية:

1 . الإسراع في عمليات التعاون واسع المجال بشأن إنشاء شبكات واسعة من محطات الأرصاد الجوية.

2 . إنشاء وتطوير مراكز رصد جوية إقليمية لتعمل على تطوير مجال الدراسات الرصدية في بلدانها، ولتقدم معطياتها للمساهمة في التطوير العام و الشامل في الدراسات على مستوى العالم.

3 . تسهيل عمليات التبادل السريع للمعلومات الرصدية، وتوسيع دائرة التطبيقات في مجال الأرصاد الجوية المختلفة، ليكون للأرصاد الجوية هدف نفعي في مجالات الحياة كافة.

أما اليوم، فإن برنامج الأنشطة الفنية (التقنية) والعلمية للمنظمة العالمية للأرصاد الجوية، يمكن تلخيصها في النقاط الأربع التالية<sup>(1)</sup>:

1 . برنامج عالمي لمراقبة الطقس (W W W).

2 . برنامج بحوث الأرصاد الجوية العالمية (G A R P).

3 . برنامج الأرصاد الجوية لتفاعل الإنسان مع بيئته (الدراسات التطبيقية).

4 . برنامج للتعاون الفني في مجال الأرصاد الجوية العالمية.

ويهدف برنامج المراقبة العالمية للطقس إلى تحسين مراكز الأرصاد، وما تقوم به من رصد للجو، وتتضمن المظاهر الرئيسية لهذا البرنامج ما يلي:

---

(1)- Ayoada. J.O.; «Introduction to Climatology for the Tropcis». Nowyork, 1984.p.10.

- 1 . الدقة الأكثر والاهتمام الأكبر في رصد الجو على مستوى العالم، والاستفادة القصوى من الأقمار الصناعية، والأجهزة الرصدية الآلية.
- 2 . إنشاء ثلاثة مراكز رئيسية للأرصاد الجوية العالمية، في كل من؛ ملبورن (استراليا)، موسكو (روسيا الاتحادية) وواشنطن (الولايات المتحدة)، بالإضافة إلى عدد من المراكز الإقليمية لتخزين المعلومات الرصدية وتنسيقها.
- 3 . إنشاء نظام اتصال للنقل السريع للمعلومات الرصدية، والتنبؤات، والتحذيرات.
- 4 . تدريب الراصدين الجويين لخلق كادر مؤهل أفضل تأهيل.

أما برنامج الأبحاث الجوية العلمي (G A R P) فهدفه تطوير الأسس الرياضية والفيزيائية الناظمة للحركات الجوية واختبارها، وما يتعلق بذلك في مجال التنبؤات الجوية، وغيرها من المجالات. وينبثق عن هذا البرنامج، عدة برامج فرعية؛ برنامج التجارب المدارية الأطلسية (GATE)، وبرنامج تجارب موسميات غرب أفريقية (WA ME X).

ويهدف البرنامج التطبيقي للمنظمة العالمية للأرصاد الجوية إلى دراسة التفاعل القائم بين الإنسان والجو، من خلال معرفة آثار الظواهر الجوية على أنشطة الإنسان المختلفة، والمساهمة في استغلال موارد البيئة. بينما يهدف برنامج التعاون الفني إلى مساعدة دول العالم على تطوير مراكزها الجوية، وتدريب عناصرها الفنية.

## 1 . 7 . البيانات المناخية :

يقصد بتعبير البيانات " أى كمية من المعلومات فى صورة رقمية والصورة الرقمية للبيانات تبدو إما على شكل أرقام صحيحة مثل 10 ، 112 ، 464 . أو على شكل أرقام حقيقية مثل 20.4 ، 61.8 ، 182.1 أى أنها الأرقام التى تحتوى على علامة عشرية . وتعتبر المعلومات الرقمية (البيانات) المادة الخام لأسلوب العمل المناخي الاحصائى كما أنها الأساس لتطبيق الأساليب الإحصائية واستخلاص النتائج.

تقسم البيانات المناخية الى الاتي:

- 1- بيانات العناصر المساندة Proxy Data وهي العناصر التي تستخدم لمعرفة الظروف الجوية التي سادت في اقليم معين قبل مئات الى آلاف السنين ولها علاقة قوية

بالمناخ (كالبيانات المأخوذة من الرواسب البحرية والمحيطية والبحيرية lake and tree ، حلقات الأشجار ، ice cores ، العينات الجليدية ، حبوب اللقاح (نويات الطلع) الأحفوري sub-fossil pollen ، حفر الأبار boreholes ، والشعاب المرجانية corals ) وتستخدم هذه البيانات في دراسة ومعرفة المناخ القديم.

2- **بيانات العناصر المشتقة Derived Elements** ، وهي البيانات المناخية التي يتم اشتقاقها من قياسات مناخية مباشرة وتلعب دوراً مباشراً في وصف المناخ من أجل تطبيقات ذات أهمية في حياة البشر وتعتمد المعادلات والعلاقات الإحصائية التي طورها العلماء كقياس التبخر النتح والمطر الفعال ومقاييس الراحة البشرية المناخية وقرائن الجفاف والرطوبة .... غيرها.

3- **بيانات العناصر المقاسة Measured Elements** وتشمل بيانات المدة الأخيرة (القرنين الماضيين) التي تم فيها استخدام الأجهزة في قياس عناصر المناخ كالاشعاع الشمسي ودرجات الحرارة والضغط الجوي والرطوبة والتساقط وغيرها من العناصر. فضلاً عن البيانات والصور التي تقدمها الأقمار الصناعية الخاصة بمراقبة الأحوال الجوية Weather Satellite.

### 1-8 المتغيرات المناخية Climatic Variables :

تشير كلمة المتغيرات إلى الخصائص التي تشترك فيها أفراد المجتمع الإحصائي ولكنها تختلف من فرد إلى فرد آخر، وتتميز هذه المتغيرات بأنها قابلة للقياس الكمي وبإمكانية تحديد قيمة معينة لها، وهي عبارة عن ظاهرات أو صفات تختلف قيمها باختلاف الحالات. ومن أمثلتها: درجة الحرارة أو كميات الهطول في مناطق مختلفة أو في فترات مختلفة لمكان واحد.

تقسم المتغيرات إلى قسمين هما: **المتغيرات المتصلة Continuous Variables** وهى المتغيرات التى يمكن أن تأخذ أى قيمة على المقياس المستخدم فمثلاً إذا ارتفعت درجة الحرارة من 20 درجة مئوية إلى 30 درجة مئوية خلال الترمومتر الزئبقي فمعنى ذلك أن الزئبق يكون قد مر بكل القيم الواقعة بين هاتين الدرجتين، كذلك الحال فى مقياس سرعة الرياح. فإذا زادت السرعة من 30 كم/ ساعة إلى 60 كم/ ساعة فان المؤشر فى المقياس يكون قد مر على كل القيم المحصورة بين هذين الرقمين مهما كانت صغيرة إذا كان المقياس يسمح بذلك.

والنوع الآخر من المتغيرات يطلق عليه **المتغيرات غير المتصلة** أو الوثابة **Discrete Variables** وهى التى تختلف قيمها من مرحلة إلى أخرى بدون أن تكون منتظمة، كما أن قيمها لا تأخذ إلا أعداد صحيحة **Integers** فعدد أيام الصقيع وعدد أيام العواصف الثلجية وعدد أيام المطر بكمية معينة وعدد أيام الغبار وعدد أيام الضباب وعدد أيام العواصف الرعدية..... الخ كلها متغيرات وثابة (غير متصلة) يحصل عليها فى الغالب بالعدد.

ويمكن تصنيف المتغيرات تصنيفاً آخر بحسب دورها فى حدوث الظاهرة محل الدراسة وذلك إلى:

### ( أ ) متغيرات تابعة **Dependent Variables**

وهى تلك المتغيرات التى نحاول تفسيرها ومعرفة أسباب حدوثها وتحديد مدى إمكان التنبؤ بها مثل: (كميات الهطول ، درجات الحرارة ، قيم الضغط الجوي، سرعة الرياح.....).

### (ب) متغيرات مستقلة **Independent Variables**

وهى التى لعبت دوراً مباشراً فى حدوث المتغيرات التابعة ونستخدمها فى تأييد تفسيرنا وفهمنا لما طرأ على هذه المتغيرات من تغيير، وفى التنبؤ بالحالة التى ستؤول إليها بعد ذلك.

## (ج) متغيرات وسيطة Intermediate Variables

وهي تلك المتغيرات التي يمر من خلالها تأثير المتغيرات المستقلة إلى المتغيرات التابعة والمتغيرات الوسيطة بالغة الأهمية في تفسير حدوث الظواهر المناخية إذ قد يغفل عنها الباحثون أو قد ينظرون إليها على أنها متغيرات مستقلة لارتباطها المباشر بالمتغيرات التابعة فإذا نظرنا إلى تفسيرات ظاهرة قلة كميات الهطل أو زيادتها في منطقة شرقي البحر المتوسط على سبيل المثال سنجد أن بعض الباحثين ينظرون إلى حالة عدد المنخفضات الجوية المؤثرة في منطقة الدراسة على أنها المتغير المستقل وكمية الهطل هي المتغير التابع ولكن فريقاً آخر من الباحثين ينظرون إلى الظاهرة بطريقة أكثر تفصيلاً، ويرون أن هناك تغييراً ما حصل في الدورة الجوية (كتغيرات في قرينة نذبنة شمالي الأطلسي NAO أو في قرينة النينو NINO) وهي التي تمثل المتغير المستقل وتكون النتيجة المترتبة على تلك التغيرات تغيرات في عدد المنخفضات الجوية وفعاليتها وهي هنا تمثل المتغير الوسيط ثم ينتهي الأمر بقلة أو زيادة كميات الهطل وهي المتغير التابع. وإذا قارنا بين الطريقتين السابقتين في تفسير ظاهرة تذبذب كميات الهطل نجد أن عدد المنخفضات الجوية كان متغيراً مستقلاً في التفسير الأول ثم اعتبر متغيراً وسيطاً في التفسير الثاني.

## الفصل الثاني

### مقاييس النزعة المركزية

إن أول مقاييس التحليل الإحصائي التي لا غنى عنها في أية دراسة مناخية، والتي نكاد أن نجد لها في كافة كتب علم المناخ والأرصاد الجوية، هي ما تدعى في علم الإحصاء باسم مقاييس النزعة المركزية (التركز) والتي تعرف أيضاً باسم مقاييس المتوسطات. ويرفق دوماً بهذه المقاييس، مقاييس أخرى تدعى باسم مقاييس التشتت أو الانحرافات، والتي هي بمثابة مقاييس اختباريه لقدرة مقاييس المتوسطات من تمثيل مفرداتها ومن ثم ترجمتها لمدى التجانس بين قيم مفردات الظاهرة المناخية المدروسة والمحللة إحصائياً. ولسنا بصدد عرض مقاييس المتوسطات كافة، وإنما سنتناول أهمها ذات الاستخدام المنتشر في تحليل البيانات المناخية.

#### 2-1: الوسط الحسابي Mathematic Mean أو المتوسط: Mean

إن الوسط الحسابي لمجموعة البيانات  $x_1, x_2, \dots, x_n$  هو مجموع هذه البيانات مقسوماً على عددها ويرمز لذلك بالرمز  $\bar{x}$  ويعطى بالعلاقة الآتية:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}$$

أما إذا كانت البيانات معطاة بجدول توزيع تكراري ذو  $k$  فئة فإن الوسط الحسابي يعطي

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k x_i f_i \quad \text{بالعلاقة:}$$

حيث رمزنا بـ  $f_i$ ،  $x_i$  لتكرار الفئة  $i$  ومركزها على الترتيب وكذلك  $n = \sum_{i=1}^k f_i$

مثال: سجل راصد 8 قراءات لدرجة الحرارة خلال اليوم هي كالاتي:

$$2, 0, 3, 15, 4, 13, 5, 6$$

إن متوسط درجة الحرارة اليومية في هذه الحالة هو:

$$\bar{x} = \frac{1}{8} [2 + 0 + 3 + 15 + 4 + 13 + 5 + 6] = \frac{48}{8} = 6$$

ويكاد أن يكون هذا المقياس مستخدماً في العناصر المناخية كافة:

## 2-1-1 : في الطاقة الشمسية:

### 1- كمية الطاقة الشمسية:

إن كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض التي تسجلها أجهزة قياس خاصة، تختلف اختلافاً ملحوظاً عبر ساعات النهار، ويعبر عنها في الدراسات المناخية بـقيم متوسطة ساعية ويومية وشهرية وسنوية ، كالآتي:

أ- **المتوسط الساعي:** إن المتوسط الساعي لكمية الطاقة الشمسية، هو حاصل قسمة إجمالي كمية الطاقة الشمسية التي تسجلها أجهزة قياسها خلال ساعة من ساعات النهار في شهر ما أو سنة ما على عدد أيام الشهر (المتوسط الساعي الشهري)، أو على عدد أيام السنة (المتوسط الساعي السنوي).

ب- **المتوسط اليومي:** يعبر المتوسط اليومي عن حاصل قسمة إجمالي كمية الطاقة الشمسية التي تتلقاها منطقة ما من سطح الأرض في يوم ما على عدد قراءات القياس في اليوم نفسه.

ت- **المتوسط الشهري:** هو حاصل قسمة إجمالي كمية الطاقة الشمسية التي تتلقاها منطقة ما في شهر ما على عدد أيام الشهر. غير أنه كثيراً ما يستخدم المتوسط الشهري كمتوسط فترة عدة سنوات (المعدل). والمعدل الشهري عندئذ هو مجموع كمية الطاقة الشمسية الشهرية لعدة سنوات على عدد السنوات.

ث- **المتوسط الفصلي:** هو حاصل قسمة إجمالي كمية الطاقة الشمسية خلال شهر وفصل من الفصول على عدد شهور ذلك الفصل.

أ- **المتوسط السنوي:** إن إجمالي كمية الطاقة الشمسية التي يتلقاها سطح الأرض (منطقة منه) لا تدل على المتوسط السنوي، وإنما على حالة سنة فقط. والمتوسط السنوي بالنسبة لكمية الطاقة الشمسية هو معدل (متوسط فترة عدة سنوات)، أي أنه حاصل قسمة مجموع كمية الطاقة الشمسية التي يتلقاها سطح الأرض / أو أية مكان منه/ خلال عدة سنوات على عدد السنوات<sup>1</sup>.

---

1 - على مستوى شهر ما أو فصل ما من سنة ، أو سنة فقط ، فإنه يعبر عن كمية الطاقة كمجموع كميات الطاقة الشمسية في أيام الشهر (شهر) أو شهور الفصل (فصل) أو شهور السنة (سنة) . أما على مستوى عدة سنوات ، فيعبر عن ذلك بالمتوسط (المعدل) ، الذي هو مجموع كميات الطاقة لشهر ما خلال عدة سنوات، أو لفصل ما خلال عدة سنوات، أو المتوسط السنوي (المعدل) خلال عدة سنوات مقسوماً على عدد السنوات.

## 2- عدد ساعات سطوع الشمس:

كثيراً ما يحتجب قرص الشمس إما بواسطة السحب المائية أو بواسطة سحب العواصف الترابية والأترية الماثرة. ولذا فإنه يميز بين ما يعرف بالسطوع الفعلي للشمس، وهو عدد الساعات التي يكون فيها قرص الشمس ظاهراً. ويسجل ذلك بواسطة جهاز كامبل ستوكس للسطوع الشمسي.

**والسطوع النظري للشمس:** وهو عبارة عن عدد ساعات التي يكون فيها قرص الشمس فوق الأفق سواء تحت مشاهدته أو كان محتجباً بالسحب والأترية، وهو ما يمثل طول النهار فلكياً من شروق الشمس إلى غروبها.

أ- **المتوسط اليومي لعدد ساعات السطوع:** هو مجموع عدد ساعات السطوع اليومية في شهر ما عدد أيام الشهر (المتوسط اليومي في شهر....)، أو مجموع عدد ساعات السطوع السنوية في سنة ما على عدد أيام السنة (المتوسط اليومي السنوي).

ب- **المتوسط الشهري:** وهو مجموع عدد ساعات السطوع السنوية على عدد شهور السنة إلا أنه يعبر عنه في الغالب كمتوسط فترة (متوسط عدة سنوات = معدل) ، بمعنى مجموع عدد ساعات السطوع في شهر ما خلال عدة سنوات على عدد السنوات.

ج- **المتوسط الفصلي لعدد ساعات سطوع الشمس:** وهو عبارة عن مجموع عدد ساعات السطوع في فصل ما على عدد شهور الفصل. ويعبر عنه كمعدل (متوسط عدة سنوات لفصل ما).

د- **المتوسط السنوي لعدد ساعات سطوع الشمس:** إن الحديث عن المتوسط السنوي هو حديث عن متوسط فترة عدة سنوات (معدل). ولذا يقال المعدل السنوي لعدد ساعات السطوع الذي هو مجموع عدد ساعات سطوع الشمس خلال عدة سنوات مقسوماً على عدد السنوات.

## 2-1-2 : في درجة الحرارة:

إن المقصود هنا درجة حرارة الهواء القريب من سطح الأرض التي تقاس بواسطة موازين الحرارة الموضوعة في قفص (كشك) الرصد على ارتفاع نحو ( 1,5 م، وبالتالي فهي تمثل درجة حرارة الظل، وليست درجة حرارة الموازين المعرضة للشمس مباشرة.

## 1- المتوسط الساعي لدرجة الحرارة:

هو القيمة المعبرة (الممثلة) لدرجات الحرارة خلال ساعة من ساعات اليوم. فدرجة الحرارة لا تسير على نسق واحد، وهي متغيرة من ثانية إلى ثانية ومن دقيقة إلى أخرى، ويمكن أن نلاحظ تغيراتها في الأجزاء العشرية من الساعة. وعموماً ليس هناك قياسات عينية لدرجة الحرارة في محطات الأرصاد الجوية خلال أجزاء من الساعة، وإنما تقاس بفواصل ساعة بين قياس وأخرى كما هو مفترض في محطات السينوب بحيث يمكن اعتبار أن القياس الساعي مثلاً لحالة وسطى لدرجة الحرارة في ساعات القياس، باعتبار أنه في نصف الساعة السابق للقياس تكون درجة الحرارة إما أعلى أو أخفض من النصف ساعة التالية للقياس.

إلا أنه في البحوث الخاصة التي تستوجب مراقبة التغيرات اللحظية والسريعة في درجة الحرارة، يمكن اللجوء إلى القياس كل خمس أو عشر دقائق، ومن ثم فإن المتوسط الحسابي هو مجموع القراءات في ساعة على عدد القراءات. على أنه في المحطات التي تتوفر فيها القياسات الساعة (كل ساعة قياس) فإنه ممكن الحديث عن المتوسط الساعي الشهري لدرجة الحرارة: كمثال متوسط درجة الحرارة في الساعة العاشرة خلال شهر كانون الثاني، حيث يجب عندها قسمة مجموع درجات الحرارة الساعة السادسة خلال أيام الشهر على عدد أيام الشهر.

## 2- المتوسط اليومي لدرجة الحرارة:

يحصل على المتوسط اليومي لدرجة الحرارة بقسمة مجموع درجات الحرارة في القراءات الرصدية خلال اليوم (24 ساعة) ابتداءً من الساعة (0000) وحتى الساعة (24) على عدد القراءات التي قد تكون (24) قراءة- أي بمعدل قراءة كل ساعة - أو ثماني قراءات (الساعة: 0000، 3+6+9+12+15+18+21)، أو أربع قراءات (الساعة: 0000، 6، 12، 18). أو بقسمة مجموع النهايتين الحراريتين اليومييتين (القصوى والصغرى) على اثنين.

## 3- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة:

هو عبارة عن حاصل قسمة مجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال شهر ما على عدد أيام ذات الشهر.

#### 4- المتوسط الفصلي لدرجة الحرارة:

ويحصل عليه من قسمة مجموع متوسطات درجات الحرارة لشهور فصل من الفصول على عدد شهور الفصل (3) ، بحيث نحصل على أربعة متوسطات فصلية.

#### 5- المتوسط السنوي لدرجة الحرارة:

يتم الحصول على المتوسط السنوي لدرجة الحرارة بقسمة مجموع المتوسطات الشهرية الاثني عشر على عدد شهور السنة. كما يمكن الحصول عليه بقسمة مجموع المتوسطات اليومية في السنة على عدد أيام السنة. وكذلك بقسمة مجموع المتوسطات الفصلية على عدد فصول السنة.

#### 6- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة العظمى:

يحصل عليه بقسمة مجموع درجات الحرارة العظمى اليومية خلال أيام الشهر على عدد أيام الشهر:

$$\frac{\text{مجموع 30 قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} = \text{المتوسط الشهري لدرجة الحرارة العظمى}$$

#### 7- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة الصغرى:

ويحصل عليه بقسمة مجموع درجات الحرارة الصغرى اليومية خلال أيام الشهر على عدد أيام الشهر نفسه. أي:

$$\frac{\text{مجموع 30 قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} = \text{المتوسط الشهري لدرجة الحرارة الصغرى}$$

#### 8- متوسط فترات زمنية ( سنوات عدة ):

وهو ما يفضل استخدام مصطلح المعدل (Average) في ذلك ، خاصة إذا ما كانت الفترة الزمنية تشمل مجموعة سنوات يؤخذ متوسطها كقياس يقاس عليه، وهي - أي الفترة الزمنية - ما تمثل دورة مناخية عامة: كأن تكون /11/ سنة مقترنة بدورة البقع الشمسية ، أو /35/ سنة وهي الدورة التي اقترحها عالم المناخ الدنماركي ، بروكنر (Brokner) ، أو (30) سنة كما أقرتها المنظمة العالمية للأرصاد الجوية ، واتخاذها سنة (1901) كسنة أساس في ذلك ، وبذلك تكون المعدلات المعيارية أو القياسية للفترات

الآتية: 1901-1931-1960-1961-1990.....الخ، وعلى ضوء ذلك ، يمكننا

الإشارة إلى المعدلات ( متوسط المتوسطات) التالية:

أ- **المعدل السنوي لدرجة الحرارة:** وهو ما يتم الإشارة إليه عموماً بالمتوسط السنوي لدرجة الحرارة خلال فترة ما ، ويحصل عليه بقسمة مجموعة المتوسطات السنوية لعدد من السنوات على عدد السنوات.

ب- **المعدل الفصلي لدرجة الحرارة:** كمثال معدل درجة الحرارة في فصل الصيف: هي حاصل قسمة مجموع متوسطات درجات الحرارة لأشهر الصيف الثلاثة (حزيران، تموز، آب) خلال الفترة (عدد من السنوات) على عدد السنوات.

ت- **المعدل الشهري لدرجة الحرارة :** ويمثل أيضاً مجموع متوسط درجة الحرارة الشهرية خلال فترة من السنوات على عدد السنوات. وبذلك نكون هنا أمام (12) معدل شهرياً لكل شهر معدل.

ث- **المعدل الشهري لدرجة الحرارة العظمى:** وهو عبارة عن مجموع المتوسطات الشهرية للحرارة العظمى خلال عدة سنوات على عدد السنوات ، وصلت /12/ معدلاً.

ج- **المعدل الشهري لدرجة الحرارة الصغرى:** وهو عبارة عن مجموع المتوسطات الشهرية للحرارة الصغرى خلال عدة سنوات على عدد السنوات ، وصلت /12/ معدلاً.

#### 9- **معدل درجة الحرارة العظمى المطلقة السنوية:**

وهو مجموع أعلى درجات حرارة سجلت سنوياً في محطة ما خلال عدة سنوات على عدد السنوات. ، ومثل ذلك معدلات درجة الحرارة العظمى المطلقة شهرياً : التي هي مجموع أعلى درجات حرارة سجلت في شهر ما خلال عدة سنوات على عدد السنوات.

#### 10- **معدل درجات الحرارة الصغرى المطلقة السنوية:**

هو مجموع أدنى درجات حرارة سجلت سنوياً في محطة ما خلال عدة سنوات على عدد السنوات. ومثل ذلك معدلات درجة الحرارة الصغرى المطلقة الشهرية : التي هي مجموع أدنى درجات حرارة سجلت في شهر ما خلال عدة سنوات على عدد السنوات .

## 11- وهناك بعض المفاهيم لدرجات الحرارة المطلقة لابد من الإشارة إليها وهي:

- أ- درجة الحرارة اليومية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل ويحدث ذلك في ساعات بعض الظهيرة.
- ب- درجة الحرارة اليومية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل ويحدث ذلك في ساعات الصباح الباكر.
- ت- درجة الحرارة الشهرية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل .
- ث- درجة الحرارة الشهرية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل .
- ج- درجة الحرارة السنوية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة .
- ح- درجة الحرارة السنوية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة .

## 2-1-3 : في الضغط الجوي:

كما هو معروف كان الضغط الجوي هو مؤشر الأحوال الجوية كافة فإذا كان في بعض نماذجها الأساسية انعكاساً لدرجة الحرارة فإنه أيضاً عاملاً في تغيراتها وفي تبدلات الحالة الجوية منفردة ومركبة والقيم المتوسطة للضغط الجوي المستخدمة عموماً هي:

1- المتوسط اليومي للضغط الجوي: وهو مماثل في طريقة حسابه للمتوسط اليومي للحرارة.

2- المتوسط الشهري للضغط الجوي: وهو حاصل قسمة مجموع قيمة المتوسطات اليومية للضغط في شهر ما على عدد أيام الشهر.

3- المتوسط الفصلي للضغط الجوي: ويتم حسابه بقسمة مجموع متوسطات الضغط الجوي في شهور كل فصل من فصول السنة على ثلاثة وهي عدد شهور كل فصل وتحسب الفصول مناخياً كالاتي:

- فصل الخريف: ويشمل شهور أيلول وتشرين الأول وتشرين الثاني .
- فصل الشتاء: ويشمل شهور كانون الأول وكنون الثاني وشباط.

• فصل الربيع : ويشمل شهور آذار ونيسان وأيار .

• فصل الصيف: ويشمل شهور حزيران وتموز وآب.

4- المتوسط السنوي للضغط الجوي: وهو قليل الاستخدام في الدراسات والبحوث المناخية ويكاد أن ينحصر استخدامه في الدراسات العامة على مستوى الكرة الأرضية لإظهار سيادة النماذج الضغطية العامة ويتم الحصول عليه بقسمة المتوسطات الضغطية الشهرية الـ (12) على عدد شهور السنة الـ (12) .

5- متوسط النهايات الضغطية العظمى الصغرى:

أ- متوسط النهاية العظمى الشهرية: وهو عبارة عن مجموع أعلى قراءات يومية للضغط الجوي خلال أيام الشهر على عدد أيامه.

ب- متوسط النهاية الصغرى الشهرية: وهو عبارة عن مجموع أدنى قراءات يومية للضغط الجوي خلال أيام الشهر على عدد أيامه.

بالإضافة إلى ما تقدم ذكر أيضاً متوسط النهاية العظمى الفصلية والسنوية وكذلك متوسط النهاية الصغرى الفصلية والسنوية بجانب أهمية استخدام أعلى وأدنى قيمتي ضغط سجلتا في يوم ما أو شهر من الشهور أو خلال سنة.

## 2-1-4: في سرعة الرياح:

يستخدم المتوسط الحسابي في سرعة الرياح دون اتجاهها وذلك على مستوى السرعات اليومية والشهرية والسنوية وكذلك على مستوى أعلى سرعات للرياح .

1- المتوسط اليومي لسرعة الرياح:

ويعبر عن مجموع قراءات سرعة الرياح في محطات الأرصاد الجوية خلال يوم واحد على عدد تلك القراءات

2- المتوسط الشهري لسرعة الرياح:

ويعبر عن مجموع المتوسطات اليومية لسرعات الرياح خلال أيام شهر ما على أيام ذلك الشهر .

3- المتوسط السنوي لسرعة الرياح:

هو محصلة لمجموع المتوسطات الشهرية لسرعات الرياح في شهور السنة على عدد الشهور .

#### 4- المتوسط الشهري والسنوي لعدد أيام الرياح ذات السرعات أكبر من قيم معينة

( 1م/ثا ، م/ثا، 10م/ثا، 17م/ثا، 33م/ثا.....الخ) :

وهي هنا بمثابة متوسط فترات زمنية ( عدد من السنين) للشهور وللسنوات. فبالنسبة للمتوسط الشهري للفترة ( 1961-1990 كمثال) تؤخذ عدد أيام السرعة المحددة للشهر على مدى السنوات الثلاثين السابقة ويقسم مجموعها على 30/ لنحصل على متوسط عدد أيام السرعة. وكذلك الحال في المتوسط السنوي لعدد أيام الرياح بسرعة محددة .

#### 5- المتوسط الشهري والسنوي لعدد ساعات السكون ، أو النسبة المئوية لعدد

ساعات السكون من إجمالي عدد أيام الشهر أو السنة :

فالمتوسط الشهري لعدد ساعات السكون: هو حاصل قسمة مجموع عدد ساعات السكون في أيام شهر ما على عدد أيام ذلك الشهر . والمتوسط السنوي لعدد ساعات السكون: هو حاصل قسمة مجموع المتوسطات الشهرية الاثني عشر على عدد شهور السنة . أما متوسط النسبة المئوية الشهرية لعدد ساعات السكون من إجمالي عدد أيام الشهر : فهو حاصل قسمة مجموع النسب اليومية في أيام الشهر على عدد أيامه. أما المتوسط السنوي لنسبة عدد ساعات السكون: فهو حاصل قسمة مجموع متوسطات النسب الشهرية على عدد أيام شهور السنة. وهناك أيضاً متوسطات الفترة ( المعدلات) .

#### 2-1-5 : في الرطوبة الجوية:

إن كافة أنواع طرق التعبير عن رطوبة الهواء تخضع لمقياس المتوسط الحسابي سواء في حال تبايناتها المكانية أو اختلافاتها الزمنية ( اليومية ، الشهرية ، السنوية) . وبما أن الرطوبة النسبية الأكثر استخداماً في الدراسات المناخية لذا فسنشير إلى أشكال المتوسطات الحسابية فيها :

#### 1- المتوسط اليومي للرطوبة النسبية:

وهو حاصل قسمة مجموع قراءات الرطوبة النسبية في يوم ما على عدد تلك القراءات. كما ويمكن التعبير عنه بقسمة حاصل قيم نهايتي الرطوبة الدنيا والعظمى.

## 2- المتوسط الشهري للرطوبة النسبية:

ويعبر عن حاصل قسمة مجموع المتوسطات اليومية للرطوبة النسبية في شهر ما على عدد أيام الشهر نفسه.

## 3- المتوسط الفصلي للرطوبة النسبية:

وهو حاصل قسمة مجموع قيم متوسطات الرطوبة النسبية في شهور فصل من الفصول على عدد شهوره.

4- المتوسط السنوي للرطوبة النسبية: وهو حاصل قسمة مجموع المتوسطات الشهرية الاثني عشر على اثني عشر (عدد الشهور).

## 5- المتوسط الشهري لأدنى رطوبة نسبية:

وهو حاصل قسمة مجموع قيم أدنى رطوبات نسبية سجلت في أيام شهر ما على عدد أيام الشهر.

## 6- المتوسط الشهري لأعلى رطوبة نسبية:

وهو حاصل قسمة مجموع قيم أعلى رطوبات نسبية سجلت في أيام شهر ما على عدد أيام الشهر.

## 2-1-6 : في التبخر:

التبخر: هو الآلية أو العملية التي يتم بموجبها تحول المياه من حالتها السائلة إلى الغازية (بخار ماء) من الأرض الرطبة والسطوح المائية، ومن الغطاء النباتي بآلية النتح . وعملية النتح مستمرة بشكل دائم ليلاً ونهاراً، وإن كانت أنشط وأكبر في ساعات النهار وفي الأوقات التي تشتد فيها الحرارة ارتفاعاً والرياح سرعة، ومن ثم فهي عملية تراكمية ، الغاية من قياسها وحسابها تحديد الموازنة المائية التي هي بالأساس محصلة للمكسب المائي عبر التهطال بأشكاله والفقْد بالتبخر والنتح من مصادر الرطوبة الأرضية المختلفة.

لذا فإن المتوسطات سابقة الذكر (اليومية ، الشهرية ، السنوية) في درجات الحرارة والرطوبة النسبية والضغط الجوي لا مجال لاستخدامها في التبخر لانعكاس دلالتها .

1- ففي التبخر بدلاً من المتوسط يستخدم المجموع:

- التبخر اليومي: الذي هو مجموع كمية المياه المتبخرة خلال ( 24 ) ساعة .

- **التبخّر الشهري:** وهو مجموع كميات المياه المتبخرة خلال أيام الشهر .
- **التبخّر الفصلي:** وهو مجموع كميات المياه المتبخرة في شهور فصل من فصول السنة أو مجموع التبخّر في أيام الفصل.
- **التبخّر السنوي:** وهو مجموع كميات المياه المتبخرة في شهور السنة أو مجموع التبخّر في أيام السنة .

2- وإذا ما أردنا أن نعبر بالمتوسط الحسابي عن التبخّر اليومي و الشهري لكان **المتوسط اليومي للتبخّر** عندئذ حاصل قسمة مجموع كمية المياه المتبخرة في شهر ما على عدد أيام الشهر (المتوسط اليومي للتبخّر الشهري) أوفي سنة ما على عدد أيام السنة (المتوسط اليومي للتبخّر السنوي) .

أما **المتوسط السنوي للتبخّر** بدلالته الإحصائية فهو متوسط الكميات السنوية لفترة من الزمن (عدة سنوات) وهو ما اصطلحنا عليه بالمعدل وإن كان في التبخّر ليس متوسطاً لمتوسطات ولذلك فإن المعدل السنوي للتبخّر يكافئ من حيث المعنى والدلالة المتوسط السنوي للتبخّر وكذلك الحال في المعدلات الشهرية للتبخّر الذي هو متوسطات الكميات الشهرية لعدة سنوات على عدد السنوات.

## 2-1-7 : في الهطل المطري:

يستخدم المتوسط الحسابي في الهطول المطري بمفهومه العام استخداماً كاستخدامه في العناصر المناخية إذا ما كان يخص سلسلة زمنية (عدة سنوات) للتعبير عما اصطلحنا عليه تسمية المعدل أي متوسط (معدل) كمية الأمطار الشهرية أو السنوية في محطة ما خلال فترة زمنية محددة (5،10،15،20،30،35 سنة) وقبل الحديث عن المتوسطات والمعدلات المطرية لأبد من التقديم ببعض المفاهيم التي تقود إلى فهم ذلك والمستخدم في الدراسات والبحوث

**1- الأمطار اليومية :** أو كمية الأمطار اليومية التي هي مجموع ما هطل من أمطار خلال (24) ساعة ابتداءً من الساعة السادسة بتوقيت غرينتش وحتى السادسة التالية فيما تعرف تلك الفترة باليوم المطري

2- الأمطار الشهرية : وهي عبارة عن مجموع كميات الأمطار التي هطلت في أيام شهر ما من سنة ما

3- الأمطار الفصلية : وهي عبارة عن مجموع كميات الأمطار في شهور فصل من فصول السنة

4- الأمطار السنوية : وهي عبارة عن مجموع كميات الأمطار التي هطلت في شهور السنة

أما المعدلات المطرية بمفهومها المتوسطي فهي كالآتية:

1- المعدل السنوي للأمطار: وهي عبارة عن المتوسط الحسابي لمجموع كميات الأمطار السنوية خلال عدة سنوات على عدد تلك السنوات ومن ثم فهو متوسط فترة.

2- وكذلك الحال بالنسبة للمعدلات الشهرية للأمطار التي هي عبارة عن المتوسط الحسابي لمجموع كميات الأمطار الهاطلة في شهور السنة خلال عدد من السنوات على عدد تلك السنوات وعلى نفس الحال المعدلات الفصلية للأمطار.

وعموماً لا يمكننا الحديث عن متوسط يومي للأمطار كما في الحرارة فيما يخص يوماً واحداً ذلك أنه في الأمطار يعبر عن ذلك بمصطلح كمية الأمطار اليومية التي هي مجموع ما هطل من أمطار خلال أربع وعشرون ساعة، واليوم المطري يختلف عن اليوم الحراري: فاليوم المطري يبدأ من الساعة (0024) أي منتصف الليل، وحتى منتصف الليل التالي (الساعة 0024)

أيضاً فإننا لا يمكننا الحديث عن متوسط كمية الأمطار في شهر ما من سنة ما، وإنما عن مجموع كمية الأمطار في ذاك الشهر (مجموع كميات الأمطار التي هطلت في أيام ذاك الشهر) دون قسمتها على عدد أيام ذاك الشهر، كما في الحرارة، لأننا بقسمتنا إياها على عدد أيام الشهر نحصل - كما ذكرنا سابقاً- على ما يمكننا تسميته بالمتوسط اليومي لكمية الأمطار في ذاك الشهر.

وبقسمة الكمية السنوية على عدد شهور السنة يمكننا أن نحصل على المتوسط الشهري وهذا طبعاً غير مستخدم لأنه في مناطق الأمطار الفصلية وهي الغالبة على الكرة الأرضية هناك عدة شهور معدومة الأمطار إذ أن الأمطار السنوية في بعض المناطق يتركز هطولها في شهر من الشهور أو عدد منها وبالتالي فإن قسمة الكمية السنوية على

عدد شهور السنة سيعطي انطباعاً أن لكل شهر فرصة هطول مطري فيه بالكمية الناتجة وهذه الفرصة غير متاحة مطلقاً.

6- وما ذكرناه سابقاً ينطبق على عدد الأيام التي أمطارها أكبر من قيمة معينة واليوم المطير هو اليوم الذي تهطل فيه كمية من الأمطار تزيد عن (0.1) مم.

7- أما بالنسبة لعناصر التهطل الأخرى من ثلج وبرد فالمستخدم فيها :

أ- سماكة الثلج<sup>(3)</sup> : وهي عموماً أقصى سماكة سجلت في هذا الشهر أو ذاك ومن ثم فإن المتوسط الشهري والسنوي للسماكة هو متوسط عدة سنوات

ب- عدد أيام الثلج : وهي إجمالي عدد الأيام التي حدث فيها هطولاً ثلجياً بغض النظر عن غزارته وسماكته وبالتالي فالحديث عن عدد أيام الثلج الشهرية والسنوية هو عبارة عن مجموع ومتوسط عدد أيام الثلج هو متوسط (معدل) فترة عدة سنوات

• البرد : لا يتم التفاعل إلا ما ندر مع سماكة البرد وإن كان هطوله يسجل أحياناً سماكة معينة وإنما هناك عدد أيام البرد الشهرية والسنوية (في سنة ما ) ومتوسط (معدل) عدد أيام البرد خلال عدة سنوات ويوم البرد هو اليوم الذي يهطل فيه البرد بأي كمية كانت وأية غزارة وخلال أي فترة من اليوم مهما قصرت

7- ومظاهر التكاثر السطحية (الندى) والقريبة من السطح (الضباب): يستخدم فيها المتوسط الحسابي فيما يخص عدد أيام تكرار وتلك الظاهرتين كما في البرد والثلج

## 2-2: الوسيط: Median

عند ترتيبنا لقيم ظاهرة إحصائية ما تصاعدياً أو تنازلياً يمكننا أن نعين وضعية إحدى هذه القيم ولتكن  $x_j$ ، وقولنا أن ربع قيم المجتمع هي أعلى من هذه القيمة وثلاثة أرباع القيم أقل منها أو أن ثلثها أقل من هذه القيمة  $x_j$  وثلثها أكبر منها. نسمي مثل هذه المقاييس مقاييس وضعية ، حيث يعتبر الوسيط أحد أهم هذه المقاييس.

**وبالتعريف :** الوسيط هو القيمة التي يتساوى على طرفيها عدد القيم بعد ترتيبها تصاعدياً بحيث تكون كل قيمة من القيم التي تسبقه أصغر منه وكل قيمة من القيم التي

(3) - المكافئ الماني أو المطري لسماكة معينة من الثلج هو عشر تلك السماكة ذلك أن كل سنتيمتر واحد سماكة للثلج الحديث تعادل ميليمتر واحد من الأمطار .

تليه أكبر منه. أما إذا كانت القيم مرتبة تنازلياً فتكون القيم التي تسبقه أكبر والتي تليه أصغر.

فإذا كان عدد هذه القيم فردياً عددها  $n$  (حيث  $n$  عدد فردي) فالوسيط هو القيمة النصفية التي تقسم هذه القيم، أما إذا كان عدد القيم زوجياً فالوسيط هو الوسط الحسابي لمجموع القيمتين الوسيطيتين ويرمز للوسيط بالرمز  $\tilde{x}$  وهو القراءة التي ترتيبها  $\frac{n+1}{2}$  في حالة  $n$  عدد فردي.

أما إذا كان  $n$  عدداً زوجياً فالوسيط هو متوسط القراءتين  $\frac{n}{2}$  و  $\frac{n}{2}+1$

أمثلة :

a ( تمثل القيم (3,-2,5,6,1,2,10) متوسط درجة الحرارة لفترة (7) أيام والتي تصبح بعد ترتيبها تصاعدياً (10,6,5,3,2,1,-2) أوجد الوسيط لهذه البيانات .  
الحل : بما أن  $n = 7$  والوسيط هو القيمة النصفية وبالتالي :  $\frac{7+1}{2} = 4$

أي أن القيمة المطلوبة هي الرابعة وبالتالي فإن  $(\tilde{x} = 3)$

b ( لتكن القيم (11,10,8,3,-1,6,-5,4) متوسط درجة الحرارة لفترة (8) أيام والتي تصبح بعد ترتيبها تصاعدياً (11,8,6,4,3,-1,-5) أوجد وسيط هذه البيانات .  
الحل :

بما أن  $n = 8$  وعددها زوجياً فإن الوسيط هو متوسط القيمتين الوسيطيتين، أي  $\frac{8+1}{2} = 4.5$  وبالتالي فهو الوسط الحسابي للقيمتين الرابعة والخامسة  $\tilde{x} = \frac{4+6}{2} = 5$

و تستخدم هذه الطريقة إذا كان عدد البيانات صغيراً . أما إذا كان عدد البيانات كبيراً و غير مرتب في جدول تكراري فان هناك طريقة عامة سنذكرها في الفقرة القادمة.

أما إذا كانت القيم معطاة في جدول توزيع تكراري وموزعة توزيعاً عادلاً ضمن فئات متساوية الطول فإن الفئة الوسيطة هي أول فئة يزيد تكرارها المتجمع الصاعد عن  $\frac{n}{2}$  أو يساويه حيث  $n$  مجموع التكرارات ويعطى الوسيط  $\tilde{x}$  في هذه الحالة بالعلاقة التالية :

$$\tilde{x} = a + \frac{\frac{n}{2} - k}{j} \cdot \Delta$$

حيث نرسم بـ  $a$  للحد الأدنى الفعلي للفئة الوسيطة،  $\Delta$  طول الفئة،  $k$  مجموع تكرارات الفئات التي تسبق  $a$  أما  $j$  فهو تكرار الفئة الوسيطة وأخيراً

$$n = f_1 + f_2 + \dots + f_k$$

مثال: أوجد الوسيط لمجموعة القيم المعطاة بالجدول التالي الذي عدد أيام هبوب الرياح بسرعات مختلفة في إحدى المحطات:

جدول (1 - 1)

حدود الفئات كم / سا	التكرار $f_i$ يوم	مركز الفئات $x_i$	التكرار التجميعي الصاعد
5-14	3	10	3
15-24	5	20	8
25-34	12	30	20
35-44	25	40	45
45-54	35	50	80
55-64	13	60	93
65-75	7	70	100

المصدر: فرضي

$$\frac{n}{2} = \frac{100}{2} = 50 \quad \text{لاحظ عمود التكرار التجميعي الصاعد تجد أن :}$$

وبالتالي فالفئة الخامسة تحتوي على الوسيط وحدها الأدنى 45 وبالتالي فان حدها الأدنى الفعلي هو 44.5. فبتطبيق العلاقة السابقة (3-3) نجد أن وسيط البيانات هو

$$\tilde{x} = 44.5 + \frac{50 - 45}{35} \cdot 10 = 45.9$$

## 3-2: الربعي وبعض المقاييس الأخرى: Quartiles

لاحظ هنا أنه يمكن تعريف مقاييس وضعية أخرى مشابهة تماماً لطريقة تعريف

الوسيط . من هذه المقاييس الربعي الأدنى Lower Quartile والذي يرمز له بـ  $Q_1$  والربعي الأعلى والذي يرمز له بـ  $Q_3$  "Upper Quartile" والعشري Decile والمئوي Percentile .

فالربيعي الأول أو الأدنى هو القيمة التي ترتيبها يكون  $\frac{n+1}{4}$  إذا كان الناتج صحيحاً وإذا لم يكن ناتج هذه النسبة عدداً صحيحاً فيحسب متوسط العدد الذي يقع على طرفي هذه النسبة وذلك بعد ترتيب البيانات تصاعدياً . أو أنه 25% من هذه البيانات المرتبة تصاعدياً .

الربيعي الثاني هو الوسيط نفسه  $Q_2$  وقد تحدثنا عنه سابقاً وهو القيمة التي يكون ترتيبها  $\frac{n+1}{2}$  إذا كان العدد  $n$  فردياً وهو متوسط القيمتين الوسيطيتين إذا كان  $n$  عدداً زوجياً وهو بالتالي 50% من البيانات. أما الربيعي الثالث فهو القيمة التي ترتيبها  $\frac{3(n+1)}{4}$  إذا كان ناتج هذه النسبة عدداً صحيحاً، أما إذا لم يكن ناتج النسبة عدداً صحيحاً فيحسب متوسط العدد الذي يقع على طرفي هذه النسبة وذلك بعد ترتيب البيانات تصاعدياً وأنه يحدد 75% من هذه البيانات . كما يمكن اعتبار الربيعي الأعلى أنه الربيعي الأدنى ولكن يحسب من الاتجاه المعاكس أي نبدأ من اليمين .

و يسمى الفرق بين الربيعي الأعلى والربيعي الأدنى "مدى ما بين الربيعيين"

(Interquartile range) ويحسب بالشكل :  $I = Q_3 - Q_1$ .

لاحظ أن الربيعي الأول تسبقه ربع القيم وتليه ثلاثة أرباع القيم الأخرى أما الربيعي الثالث فهي القيمة التي تسبقها ثلاثة أرباع القيم وتليها ربع القيم الأخرى .

لاحظ أيضاً أنه يمكن وبنفس الطريقة تقسيم البيانات إلى عشرة أجزاء متساوية

ويسمى الجزء الأول العشري الأول والذي ترتيبه  $\frac{n}{10}$  والعشري الثاني والذي ترتيبه  $\frac{2n}{10}$

... وأخيراً العشري التاسع والذي ترتيبه  $\frac{9n}{10}$  .

كما و يمكن أيضاً تقسيم البيانات ( إذا كانت كبيرة طبعاً ) إلى مائة قسم متساو

وذلك بعد ترتيبها تصاعدياً بحيث يكون القسم الأول ، المئوي الأول والذي ترتيبه  $\frac{n}{100}$

والمئوي الثاني والذي ترتيبه  $\frac{2n}{100}$  وهكذا حتى المئوي الأخير والذي ترتيبه  $\frac{99n}{100}$  أو أن

المئوي الأول يحصر 1% من البيانات والثاني يحصر 2% من البيانات . أما المئوي

الأخير فيحصر 99% من البيانات .

نرى من المفيد هنا أن نذكر طريقة عامة لإيجاد بعض المقاييس الوضعية مثل ربيعي و عشري ومئوي مع العلم أنه إذا كان عدد البيانات كبيراً و كانت البيانات مرتبة ترتيباً تصاعدياً (أو تنازلياً) فيمكن عندها استخدام الطريقة العامة التالية:

لحساب المئوي رقم  $P$  وهي القيمة التي عندها  $P\%$  على الأقل من المشاهدات (البيانات) أصغر من هذه القيمة و  $(1-P)\%$  على الأقل من هذه المشاهدات (البيانات) أكبر من هذه القيمة. فعلى سبيل المثال لإيجاد الوسيط حيث فيه  $P=50\%$  نجد أن  $50\%$  من البيانات أصغر من الوسيط و  $50\%$  من البيانات أكبر من الوسيط. ولإيجاد الربيعي الأدنى  $P=25\%$  نجد أن  $25\%$  من البيانات أقل من الربيعي و  $(1-0.25)100\%$  أي  $75\%$  من البيانات أكبر من هذه القيمة.

وفيما يلي دليلاً مبسطاً لحساب مئويات عينة حجمها  $n$  (كبيرة)

(1) - رتب البيانات تصاعدياً (من الأصغر للأكبر)

(2) أوجد قيمة الجداء (حاصل الضرب)  $n.P$  حيث  $P$  المئوي المطلوب ثم أجر الخطوات التالية:

- إذا لم يكن  $nP$  عددا صحيحا قربيه للأعلى للرقم الصحيح التالي وليس لأقرب عدد وأوجد القيمة المرتبة الموافقة.
- إذا كان  $nP$  عددا صحيحا وليكن  $k$  مثلا، احسب متوسط المشاهدين  $k$ th و  $(k+1)$ -st الموافقتين. ومعلوم أن الربيعي الأدنى يوافق المئوي الخامس والعشرين والربيعي الأعلى يوافق المئوي الخامس و السبعين .. وهكذا

مثال:

احسب الربيعي الأدنى و المئوي الثمانون ( $80\%$ ) لبيانات متوسط درجة الحرارة اليومية لشهر نيسان التالية (بعد ترتيبها تصاعدياً) لمحطة ما(بيانات فرضية):

18.0	18.1	18.1	18.4	18.5	18.7	19.0	19.1	19.2	19.3
19.4	19.4	20.0	20.1	20.1	20.4	20.5	20.8	20.9	21.4
21.6	21.9	22.2	22.4	22.6	22.7	22.8	22.9	23.0	23.5

الحل:

الربيعي الأدنى يوافق  $P=25\%$  و لدينا  $n=30$  أي

$$(0.25)(30)=7.5 \approx 8$$

و الربيعي الأدنى هو القراءة الثامنة و هو  $Q_1 = 19.1$  .  
 أما المئوي الثمانون فهو  $(0.80)(30)=24$  و بأخذ متوسط القراءتين 24 و 25 نجد

$$\frac{22.4 + 22.6}{2} = 22.5$$

#### 2-4: تكرار العشرية (دراسة تطبيقية لكميات الهطل):

يتم تقسيم تكرار الأمطار إلى عشرة أقسام متساوية تدعى بالعشرية، وأعطى لكل عشرية وصفاً واصطلاحاً حسب موقعها من المتوسط (الوسيط في هذه الحالة) وتعتبر طريقة جيبس من أفضل الدراسات التي تتلاءم مع الظروف المناخية للمناطق الجافة وشبه الجافة.

وللحصول على العشرية ترتب البيانات الفصلية ترتيباً متزايداً (تصاعدياً)، ويحسب التكرار المتراكم ويقسم إلى عشرة أقسام متساوية كل منها يساوي (10%) ويدعى بالعشرية ، وتعطى للعشرية أرقاماً متسلسلة تبدأ من القيم الدنيا للتكرار ، ويشار للعشرية بعدها الأعلى كما في الجدول، وبذلك يتم الحصول على عشر عشريات يعطى لكل منها وصفاً واصطلاحاً حسب موقعها من المتوسط ، فحدود العشرية الخامسة مثلاً تقع بين (40 - 50%) والعشرية السابعة بين (60 - 70%) .....

وبهذه الطريقة يكون توزيع كميات الأمطار الفصلية لكل محطة مؤلف من عشر فئات ، يشار إليها بعدها الأعلى تبدأ من العشرية الأولى (التي لا يزيد احتمال حدوثها على 10% من السنوات) وتنتهي بالعشرية العاشرة (وهي عبارة عن أعلى كمية أمطار سجلت خلال الفترة المدروسة) ، يضاف إليها القيمة الصغرى (أصغر كمية أمطار سجلت خلال الفترة).

وتعد الفصول التي تقع أمطارها في العشرية الأولى من أجف الفصول ، وتلك التي تقع أمطارها في العشرية العاشرة من أكثرها رطوبة ، أما الأمطار التي تقع في العشريتين الخامسة والسادسة فتعتبر من الأمطار العادية (حول الوسيط).

جدول رقم (1 - 2) حدود العشرية وأوصافها

حدود العشرية	رقم العشرية	وصف العشرية
1 - 10%	الأولى	شحيحة
10 - 20%	الثانية	أقل من المعدل بكثير
20 - 30%	الثالثة	أقل من المعدل
30 - 40%	الرابعة	أقل من المعدل بقليل
40 - 50%	الخامسة	حول المعدل
50 - 60%	السادسة	حول المعدل
60 - 70%	السابعة	أعلى من المعدل بقليل
70 - 80%	الثامنة	أعلى من المعدل
80 - 90%	التاسعة	أعلى من المعدل بكثير
90 - 100%	العاشرة	أعلى من المعدل بكثير جداً

وبذلك يمكن دراسة تغيرات الأمطار الفصلية ومدى حيدانها ، بوضعها في العشرية المناسبة ذلك أن قيم العشرية تمتد من السنوات الأكثر جفافاً إلى السنوات الأكثر غزارة. وفيما يأتي تطبيق العشرية على محطة طرطوس:

جدول رقم (1 - 3) حدود العشرية للأمطار الفصلية في محطة طرطوس

حدود العشرية	رقم العشرية	وصف العشرية	طرطوس
	أدنى قيمة	جافة	470
1 - 10%	الأولى	شحيحة	573
10 - 20%	الثانية	أقل من المعدل بكثير	662
20 - 30%	الثالثة	أقل من المعدل	711
30 - 40%	الرابعة	أقل من المعدل بقليل	744
40 - 50%	الخامسة	حول المعدل	820
50 - 60%	السادسة	حول المعدل	852
60 - 70%	السابعة	أعلى من المعدل بقليل	903
70 - 80%	الثامنة	أعلى من المعدل	989
80 - 90%	التاسعة	أعلى من المعدل بكثير	1052
90 - 100%	العاشرة أعلى قيمة	أعلى من المعدل بكثير جداً	1394

## 2-5: المنوال Mode :

يعرف المنوال على أنه هو القيمة الأكثر تردداً أو الأكثر شيوعاً أو تكراراً ونرمز له بالرمز ( $x^o$ ) فمثلاً للقيم (100-200-215-202-178-200-155) منوالاً واحداً وهو ( $x^o = 200$ )

قد لا يكون لمجموعة من القيم منوال كما هو الحال في القيم 1,2,3,4,5,6,7 وقد يكون لمجموعة من القيم أكثر من منوال واحد كما هو الحال في القيم 1,1,1,2,2,2,3,4,5,5,6 .

هناك علاقة تقريبية بين المنوال  $x^o$  والوسط  $\bar{x}$  والوسيط  $\tilde{x}$  من أجل التوزيعات المتناظرة نسبياً بحيث تؤمن معرفتنا لنقطتين النقطة الثالثة وذلك من العلاقة التالية :

$$x^o = \bar{x} + 3(\tilde{x} - \bar{x})$$

المنوال = المتوسط + 3(الوسيط - المتوسط)

يعبر المنوال عن قيمة الظاهرة الأكثر تكراراً كحالة متوسطة ممثلة لغيرها وقد يكون هذا التعبير كيمياً أو كميّاً فعندما نقول أن شهر تموز حار فهو تعبير مستخلص من أن درجات الحرارة المرتفعة هي السائدة في عموم أيام الشهر أي أن الجو الغالب حاراً، ومثل ذلك القول أن شهر كانون الثاني وشباط نهران باردان وذلك لغلبة الطقس البارد على أيام الشهرين وكذلك في حال وصف حالة الجو في يوم ما أو شهر ما بالاتي :

يوم عاصف - يوم ماطر- يوم ريحي - يوم مغبر أو مترب - يوم بارد-  
يوم حار- يوم غائم - يوم صحو - يوم رطب - يوم هادئ - يوم مضطرب -  
يوم مثلج - يوم ضبابي .....الخ

ويستخدم المنوال كمقياس إحصائي ليمثل حالات عدة وأكثر ما يستخدم في الرياح للدلالة على أكثر الرياح تكراراً وسيادة ومن ثم فالحديث عن الرياح السائدة في هذه المنطقة أو تلك مستمدة من المنوال فالرياح الغربية السائدة هي الرياح ذات النسبة المئوية الأكثر تكراراً أو تردداً ويعبر عنها بقيمة محددة كنسبة مئوية.

## الفصل الثالث

### مقاييس التشتت

وهي مقاييس تستخدم لتحديد درجة تجانس توزيع قيم الظاهرة المناخية مكانياً وزمانياً ومن ثم إظهار درجة تشتتها أو تبعثرها أو تباعدها عن قيمة معيارية ممثلة للقيم وهي عادة القيمة المتوسطة لها (المتوسط الحسابي ..... أو غيره)

ومن هذه المقاييس ما يمكن إطلاق عليها تسمية **مقاييس التشتت المطلقة** : وهي المدى - الانحراف الربيعي - الانحراف المتوسط والانحراف المعياري - وهي تستخدم لقياس تشتت ظاهرة واحدة بوحدة قياسها ولا تصلح قيمها لمقارنتها بقيم تشتت ظواهر أو عناصر مناخية أخرى والأكثر استخداماً منها في الدراسات المناخية مقياسان هما: المدى والانحراف المعياري وهناك **مقاييس التشتت النسبية** ، كما في المدى النسبي والانحراف المعياري النسبي (معامل الاختلاف)..... الخ وهي تصلح لمقارنة التشتت بين قيم ظواهر وعناصر مناخية مختلفة.

### 1-3: المدى Rang

هو أبسط مقاييس التشتت ، ويحسب المدى في حالة البيانات غير المبوبة بتطبيق المعادلة التالية.

$$Rang = Max - Min$$

$$\text{المدى} = \text{أكبر قراءة} - \text{أقل قراءة}$$

وأما المدى في حالة البيانات المبوبة له أكثر من صيغة، ومنها المعادلة التالية: **المدى (لبيانات مبوبة) = مركز الفئة الأخيرة - مركز الفئة الأولى**  
**من مزايا المدى** : أنه بسيط وسهل الحساب. ويكثر استخدامه في حالات الطقس، والمناخ، مثل درجات الحرارة، والرطوبة، والضغط الجوي.  
**ومن عيوبه** : أنه يعتمد على قيمتين فقط ، ولا يأخذ جميع القيم في الحسبان.  
وأنه يتأثر بالقيم الشاذة.

ويستخدم المدى في الكشف عن درجة التجانس أو عدمه في قيم العديد من الظواهر الجوية والعناصر المناخية بالاعتماد على القيمتين المتطرفتين سواءً أكانتا قيمتان مطلقتان أو كانتا متوسطان متطرفان :

### 3-1-1: في درجة الحرارة :

يكاد أن يكون استخدام المدى بمسميته غالباً على درجة الحرارة كما يلي:

أ-المدى اليومي المطلق لدرجة الحرارة = درجة الحرارة العظمى المطلقة - درجة الحرارة الصغرى المطلقة

ب-المدى السنوي المطلق لدرجة الحرارة = أعلى درجة حرارة في السنة- أدنى درجة حرارة في السنة

ج - المدى الشهري المطلق للحرارة = أعلى درجة حرارة في الشهر - أدنى درجة حرارة في الشهر

د - متوسط المدى السنوي للحرارة (المدى السنوي المتوسط للحرارة) = متوسط حرارة أحر شهور السنة - متوسط حرارة أبرد شهور السنة .

كما يستخدم أحيانا المدى السنوي للحرارة للتعبير عن الفرق بين متوسط درجة الحرارة العظمى في أحر الشهور ومتوسط درجة الحرارة الصغرى في أبرد الشهور .

هـ - متوسط المدى الشهري للحرارة ( المدى الشهري المتوسط لحرارة ) = المتوسط اليومي لأحر أيام الشهر - المتوسط اليومي لأبرد أيام الشهر

$$\frac{\text{مجموع أعلى درجات الحرارة العظمى في شهر}}{\text{عدد أيام الشهر}} - \frac{\text{مجموع أدنى درجات الحرارة الصغرى في شهر}}{\text{عدد أيام الشهر}}$$

3-1-2: وفي عناصر المناخ الأخرى، فالأكثر شيوعاً هو مصطلح التباين للمكان والزمان

أ - ففي الضغط الجوي يمكن استخدام المدى للتعبير عن :

(1) - المدى اليومي للضغط ، وهو حاصل الفرق بين أكبر قيمة وأدنى قيمة للضغط خلال ( 24 ) ساعة .

(2) - المدى الشهري للضغط ، وهو حاصل الفرق بين أكبر قيمة وأدنى قيمة للضغط خلال شهرٍ ما .

(3) - المدى السنوي للضغط، وهو حاصل الفرق بين أكبر قيمة وأدنى قيمة للضغط سجلت في سنة.

(4) - متوسط المدى السنوي للضغط، وهو الفرق بين متوسط أكبر قيمة للضغط وأدنى قيمة للضغط خلال فترة زمنية ( عدة سنوات ).

وأكثر ما يستخدم في الضغط هو مصطلح التباين المكاني وحتى الزماني بمعنى التغير أو الاختلاف ، وذلك لأهمية التغيرات في الضغط من لحظة إلى أخرى ومن مكان إلى مكان لتحديد ما يعرف بميل الضغط ، أي وجهته نحو التناقص أم نحو التزايد ، أم الثبات .

#### ب - أما في الرياح :

فلا يستخدم المدى لأنه بالنسبة لسرعة الرياح - فهناك سرعة عظمى، ولكن ليس هناك سرعة صغرى ( نهاية صغرى ) لأن النهاية الصغرى هي السكون الذي يليه بداية تحرك الهواء حركة أفقية توفر إمكانية تسجيل سرعة أولية لها، وأي سرعة تسجل للرياح هي مداها عن نقطة البداية .

غير أن المدى أو التباين في سرعة الرياح يستخدم مكانياً لتحديد التباينات في سرعة الرياح بن مناطق مختلفة. كما يستخدم لتحديد التغير في سرعة الرياح، وطول الفترة الزمنية التي تهب خلالها الرياح بمدى سرعة معينة، كان يكون بين ( 5 - 10 م/ثا) أو غير ذلك.

#### ج - في الرطوبة الجوية والتبخر:

1- في الرطوبة الجوية ما كانت نسبية (%) أو مطلقة ( غ / سم<sup>3</sup> ) أو نوعية ( غ / كغ ) أو ..... الخ يمكن استخدام المدى اليومي للفرق بين أعلى وأدنى رطوبة جوية في اليوم والمدى الشهري (الفرق بين أعلى وأدنى رطوبة نسبية سجلتا في شهر ما ) والمدى السنوي (الفرق بين أعلى وأدنى رطوبة نسبية سجلتا في أيام السنة ) والمدى المتوسط

الرطوبة : هو متوسط المدى لفترة ما (عدة سنوات ) ما يخص المدى اليومي أو الشهري أو السنوي.

## 2-وكذلك الحال في التبخر اليومي و الشهري والسنوي:

فالمدى اليومي للتبخر هو الفرق بين أكبر قيمة تبخر سجلت في يوم وأدنى قيمة تبخر والمدى الشهري للتبخر يمثل الفرق بين أكبر قيمة وأصغر قيمة تبخر سجلتا في أيام شهر ما أما المدى السنوي للتبخر فيمثل الفرق بين أكبر و أصغر قيمة تبخر سجلتا في سنة غير أن مصطلح التباين هو الأفضل استخداماً في التبخر

### د-في التهطل :

لا يستخدم المدى كمقياس إحصائي زمني لكن يمكن استخدامه بلغة التباين (التباين المكاني) في المقارنات للفروق الكمية في الأمطار بين مناطق مختلفة وفي المنطقة نفسها عن مستوى اليوم والشهر والسنة أو تباين متوسط فترات ( معدل ) كأن يتم الحديث عن التباين في كمية الأمطار من شهر وآخر أو بين يوم و آخر أو بين سنة و أخرى أو بين مناطق مختلفة كميات الأمطار الهاطلة فيها.

وفي بعض الأحيان يستخدم المدى النسبي كمقياس مقارنة للتشتت وهو:

$$r\% = \frac{(x - \bar{x})}{\bar{x}} \times 100$$

كما يستخدم المدى النسبي في التشتت كنسبة مئوية لانحراف المفردات عن متوسطها الحسابي إلى ذلك المتوسط وفقاً للعلاقة التالية :

$$r\% = \frac{\max(x_1, \dots, x_n) - \min(x_1, \dots, x_n)}{\bar{x}} \times 100$$

وفي بعض الأحيان يستخدم المدى المعياري **studentized range** كمقياس مقارنة للتشتت وهو:

$$r\% = \frac{\max(x_1, \dots, x_n) - \min(x_1, \dots, x_n)}{s} \times 100$$

حيث : s الانحراف المعياري

### 3-2: المدى الربيعي The inter quartile Range

من أجل تجاوز حالة اللا استقرار التي يعاني منها المدى المطلق كقياس لتبعثر القيم يعتمد المدى الربيعي ، وهو الفرق بين الربيعين الأعلى والأدنى للملاحظات ويحسب المدى الربيعي بإتباع الخطوات الآتية :-

- 1 ( إيجاد التكرار المتجمع الصاعد
- 2 ( تحديد الربع الأدنى Q1 (مجموع التكرارات ١ 4) ، (يقع تحتها 25% من المشاهدات)
- 3 ( تحديد الربع الثالث Q3 (3 X مجموع التكرارات ١ 4) ، (يقع تحتها 75% من المشاهدات).
- 4 ( استخراج قيم الربيعين الأدنى و الأعلى.

5 ( حساب الفرق بين قيمتي الربيعين (IQR = Q1 - Q3) (تغطي 50% من القيم) إن استخدام الجغرافيين للمدى الربيعي ينحصر بدرجة كبيرة في تصنيف البيانات إلى أربع فئات لأغراض إسقاطها على الخرائط ، يضاف إلى ذلك تعزيز وصفهم للبيانات قيد التحليل و نمط توزيع قيمها .

وعندما يكون الهدف تسليط الضوء على تفاصيل أكثر ، ولعدد كبير من الوحدات الإحصائية ، حينها يميل الجغرافيون إلى تقسيم البيانات إلى خمس فئات (خماسي) أو أكثر باعتماد النسب المئوية التي تمثلها من التكرار التراكمي (المتجمع) . وعلى الرغم من أن المدى الربيعي أقل تأثراً من المدى المطلق بالقيم المتطرفة ، إلا أنه يتأثر بعدد قليل من القيم وإهمال للملاحظات الأخرى ، وهذه من عيوبه.

### 3-4: الانحراف الربيعي (Q) Quartile Deviation (Q)

يعتمد المدى على قيمتين متطرفتين، هما أصغر قراءة، وأكبر قراءة، فإذا كان هناك قيم شاذة، ترتب على استخدامه كمقياس للتشتت نتائج غير دقيقة، من أجل ذلك لجأ الإحصائيون، إلى استخدام مقياس للتشتت يعتمد على نصف عدد القيم الوسطى، ويهمل نصف عدد القيم المتطرفة، ولذا لا يتأثر هذا المقياس بوجود قيم شاذة، ويسمى هذا المقياس بالانحراف الربيعي (Q)، ويحسب الانحراف الربيعي بتطبيق المعادلة التالية .

$$Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2}$$

حيث أن  $Q_1$  هو الربع الأول

$Q_3$  هو الربع الثالث

ولحساب الانحراف الربيعي لمجموعة من القيم (درجة الحرارة الصغرى لـ 9 أيام) نتبع الخطوات التالية:

- ترتيب القيم تصاعدياً

درجة الحرارة	4.63	4.8	5.03	5.08	5.18	5.18	5.29	5.4	6.21
الرتبة	1	2	3	4	5	6	7	8	9

- حساب الربع الأول  $Q_1$

$$\text{رتبة الربع الأول: } (n+1)\left(\frac{1}{4}\right) = (9+1)(0.25) = 2.5$$

قيمة الربع الأول تحسب من العلاقة:  $Q_1 = x_{(l)} + (r-l)(x_{(u)} - x_{(l)})$

$$x_{(l)} = 4.8, \quad x_{(u)} = 5.03, \quad R = 2.5, \quad l = 2, \quad R - l = 0.5$$

$$\begin{aligned} Q_1 &= x_{(l)} + (r-l)(x_{(u)} - x_{(l)}) \\ &= 4.8 + 0.5(5.03 - 4.8) = 4.915 \end{aligned} \quad \text{إذاً}$$

- حساب الرباعي الثالث ( $Q_3$ )

موقع الرباعي الثالث:  $(n+1)\left(\frac{3}{4}\right) = (9+1)(0.75) = 7.5$

$$Q_3 = x_{(l)} + (R-l)(x_{(u)} - x_{(l)})$$

$$x_{(l)} = x_{(7)} = 5.29, x_{(u)} = x_{(8)} = 5.4, R = 7.5, l = 7, R-l = 0.5$$

ومنه فقيمة الربيع الثالث:

$$\begin{aligned} Q_3 &= x_{(l)} + (R-l)(x_{(u)} - x_{(l)}) \\ &= 5.29 + 0.5(5.4 - 5.29) = 5.345 \end{aligned}$$

• حساب الانحراف الربيعي

$$Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2} = \frac{5.345 - 4.915}{2} = 0.215$$

يستخدم الانحراف الربيعي أحياناً لإظهار مدى تشتت قيم الظاهرة المناخية حول مقياس الوسيط الذي هو أحد مقاييس المتوسطات (النزعة المركزية) ويمكن تمثيل ذلك بيانياً.

### مزايا وعيوب الانحراف الربيعي

من مزايا الانحراف الربيعي، يفضل استخدامه كمقياس للتشتت في حالة وجود قيم شاذة، كما أنه بسيط وسهل في الحساب. ومن عيوبه، أنه لا يأخذ كل القيم في الاعتبار.

### 3-5: الانحراف المتوسط: Mean deviation

- هو أحد مقاييس التشتت، ويعبر عنه بمتوسط الانحرافات المطلقة للقيم عن وسطها الحسابي، ويستخرج بالخطوات الآتية :-
- اشتقاق المتوسط الحسابي للملاحظات ،
  - حساب انحراف المشاهدات عن متوسطها الحسابي
  - تحويل الانحرافات إلى انحرافات مطلقة بإهمال الإشارة الجبرية (السالبة و الموجبة)
  - حساب مجموع الانحرافات المطلقة
  - قسمة نتيجة الخطوة السابقة على عدد المشاهدات

يعد الانحراف المتوسط من مقاييس التشتت الجيدة ، إلا انه يعاني من أوجه قصور مختلفة أدت إلى صعوبة استخدامه في العمليات الإحصائية الاستدلالية .

ويعرف الانحراف المتوسط بأنه متوسط الفروق للبيانات عن وسطها الحسابي بقيمتها المطلقة فإذا كانت لدينا مجموعة البيانات  $x_1, x_2, \dots, x_n$  وسطها الحسابي  $\bar{x}$  فإنه يمكن حساب الانحراف المتوسط بالعلاقة التالية :

$$M_D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|$$

لنوجد على سبيل المثال الانحراف المتوسط لمجموعة البيانات التالية :

$$5, 6, 8, 10, 12, 14, 15$$

إن المتوسط لهذه القيم  $\bar{x} = 10$  فيكون الانحراف المتوسط

$$M_D = \frac{1}{7} [|5-10| + |6-10| + |8-10| + |10-10| + |12-10| + |14-10| + |15-10|] = 22/7$$

أما من أجل قيم معطاة في جدول توزيع تكراري فإن الانحراف المتوسط يعطى بالعلاقة التالية:

$$M_D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k |x_i - \bar{x}| f_i$$

حيث :

$$n = \sum_{i=1}^k f_i \text{ و } f_i \text{ تكرار الفئة ،}$$

**مزايا وعيوب الانحراف المتوسط**

من مزايا الانحراف المتوسط أنه يأخذ كل القيم في الاعتبار ، ولكن يعاب

عليه ما يلي: ( يتأثر بالقيم الشاذة ، يصعب التعامل معه رياضياً ).

### 3-6: التباين ( التشتت ) : Variance

يعرف التباين بأنه الوسط الحسابي لمربعات فروقات البيانات عن وسطها الحسابي

. ففي مجتمع ما إذا كان هذا المجتمع يتألف من  $n$  عنصر وكان وسطه الحسابي معطى

وهو يساوي  $\bar{x}$  فإن التباين ( التشتت )  $\sigma^2$  ( ويقرأ  $\sigma^2$  سكما مربع ) للمجتمع يعطى

بالشكل التالي:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

إذا كانت القيم معطاة بشكل مفرد ( غير مجدول ) . أما إذا كانت القيم مبنوية وسطها الحسابي  $\bar{x}$  أي معطاة في جدول توزيع تكراري ذو  $k$  فئة ولدينا  $\bar{x}$  معلومة فإن  $\sigma^2$  يعطى بالشكل :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 f_i$$

حيث رمزنا بـ  $x_i$  ،  $f_i$  لمركز وتكرار الفئة  $i$  على الترتيب وكذلك  $n = \sum_{i=1}^k f_i$

أما تباين العينة فإنه يعطى وبصورة مشابهة تماماً للطريقة أعلاه بالشكل التالي :

إذا كانت لدينا عينة حجمها  $n$  مسحوبة من مجتمع ما بحيث أن متوسط العينة  $\bar{x}$  معطى فإن تباين العينة الذي يرمز له بالرمز  $s^2$  يعطى بالشكل إذا كانت القيم  $x_i$  معطاة بشكل

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad \text{غير مجدول ( مفرد ) :}$$

أما إذا كانت القيم معطاة بشكل مجدول فإنها تعطى بعد التقسيم على  $n-1$  عوضاً عن  $n$  أي :

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 f_i$$

حيث  $x_i$  ،  $f_i$  هما مركز الفئة وتكرارها على الترتيب .

مثال :

أوجد تباين العينة الممثلة بالبيانات (5,8,4,7,4,2) التي تمثل متوسط درجات الحرارة الصغرى لـ 6 أيام في محطة (أ)

الحل : إن الوسط الحسابي لهذه البيانات هو  $\bar{x} = 5$  ويكون التباين :

$$s^2 = \frac{1}{5} [(5-5)^2 + (8-5)^2 + (4-5)^2 + (7-5)^2 + (4-5)^2 + (2-5)^2] = \frac{24}{5} = 4.8$$

### 3-7: الانحراف المعياري : Standard Deviation

نعرف الانحراف المعياري لعينة حجمها  $n$  مسحوبة من مجتمع ما بأنه الجذر التربيعي لتباين هذه البيانات وبالتالي فإن الانحراف المعياري للبيانات  $x_1, x_2, \dots, x_n$  والتي وسطها الحسابي  $\bar{x}$  هو :

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

أما في حال القيم المبوبة في جدول توزيع تكراري ذو  $k$  فئة فإن الانحراف المعياري  $s$  يعطى بالشكل:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x})^2}$$

وبشكل عام فإن الانحراف المعياري هو الجذر التربيعي للتباين إن كان للعينة أو المجتمع . وعلى سبيل المثال فالانحراف المعياري للبيانات المعطاة في المثال السابق 5,8,2,4,7,4 هو  $s = \sqrt{4.8} = 1.67$  ويجب أن نذكر هنا أن الانحراف المعياري للمجتمع يرمز له بالرمز  $\sigma$  وتقرأ ( سكما segma ) أما الانحراف المعياري للعينة فهو  $s$ .  
مزايًا وعيوب الانحراف المعياري

من مزايًا الانحراف المعياري

1- أنه أكثر مقاييس التشتت استخداماً

2- يسهل التعامل معه رياضياً

3- يأخذ كل القيم في الاعتبار

ومن عيوبه ، أنه يتأثر بالقيم الشاذة

ملاحظات هامة :

إن السبب في القسمة على  $(n-1)$  عوضاً عن  $n$  لأن هناك  $(n-1)$  انحرافاً مستقلاً من الشكل  $x_i - \bar{x}$  . ولأن مجموع هذه الانحرافات يساوي الصفر دوماً فإن أيًا منها يساوي مجموع كل البقية بإشارة سالبة وأي منها يعطى بدلالة مجموع القيم الأخرى وبإشارة معاكسة . ولتوضيح هذه الفكرة تصور أن لدينا ثلاث بيانات  $x_1, x_2, x_3$

$$\bar{x} = \frac{1}{3}(x_1 + x_2 + x_3)$$

نعلم أن  $(x_1 - \bar{x}) + (x_2 - \bar{x}) + (x_3 - \bar{x}) = 0$  وبالتالي يمكن التعبير عن أي

$$x_1 - \bar{x} = -[(x_2 - \bar{x}) + (x_3 - \bar{x})]$$

$$أو \quad x_2 - \bar{x} = -[(x_1 - \bar{x}) + (x_3 - \bar{x})] \quad أو \quad x_3 - \bar{x} = -[(x_1 - \bar{x}) + (x_2 - \bar{x})]$$

أي يمكن تمثيل أي انحراف بدلالة الاثنین الآخرين وحيث لدينا  $n = 3$  فنقسم

$$\text{على } 2=3-1.$$

يعد الانحراف المعياري من أكثر مقاييس التشتت (الانحرافات) استخداماً في

الدراسات المناخية كافة: في الحرارة كما في الضغط وسرعات الرياح والرطوبة والتبخر والأمطار.

### 3-8: معامل الاختلاف:

لمقارنة التباين في عدة مجموعات من البيانات غالباً ما يستخدم التباين النسبي

relative variation لهذا الغرض أو معامل التباين coefficient of variation الذي

يعطي الانحراف المعياري كنسبة مئوية للمتوسط (النسبة المئوية للانحراف المعياري من

المتوسط الحسابي) أي:

$$v = \frac{s}{\bar{x}} 100 \%$$

حيث  $s$ ,  $\bar{x}$  هما المتوسط والانحراف المعياري على الترتيب لمجموعة من البيانات المراد دراستها.

وعلى افتراض أن قيمة الانحراف المعياري S لكمية الأمطار السنوية ذات

المتوسط (320 مم) خلال الفترة (1961 - 1990 م) بلغت (80 مم) وأن معامل

الاختلاف عندئذ:

$$\left[ \%25 = 100 \times \frac{80}{320} = \%v = \frac{s}{\bar{x}} 100 \right]$$

وهذا ما يفسر بالآتي:

أ. في حال قيمة الانحراف المعياري (80 مم) فإن كمية الأمطار تتحرف وسطياً

خلال الفترة المذكورة ما بين (80 مم) فوق معدلها السنوي و (80 مم) دون معدلها

السنوي.

ب . في حال قيمة معامل الاختلاف (25%) فإن النسبة المئوية لتذبذب كمية الأمطار السنوية تكون في المتوسط أعلى أو أدنى من معدلها بنحو ( $\pm 25\%$ ) أي يكون انحرافها المتوسطي النسبي بين (0 إلى  $\pm 25\%$ )

## الفصل الرابع معاملات الارتباط

لا يوجد ظاهرة مناخية مستقلة عن غيرها بل أن العلاقات الترابطية السببية هي الصفة المميزة للظواهر الماضية المناخية المختلفة فدرجة الحرارة ترتبط بالطاقة الحرارية المستمدة من الشمس وكما ترتبط بالعوامل الجغرافية من ارتفاع وبعد عن البحر وقرب منه ووجود غطاء نباتي أو عدمه... الخ وكذلك ترتبط بالنشاط البشري المختلف.

كما أن الضغط الجوي يرتبط بدرجة الحرارة وعليه وعلى تبايناته تقوم الرياح وتتحدد هويتها من اتجاه وسرعة بجانب ما تتعرض له الرياح من تأثيرات عليها من العوامل الجغرافية المختلفة . والرطوبة الجوية تحدها من جهة درجة الحرارة باعتبارها قوة التبخير الرئيسية كما يحدها القرب من المصادر التبخرية والإحساس بالرطوبة شيء وواقعها شيء آخر مما يميز فيها بين عدة أنواع بعضها يرتبط عكسياً بدرجة الحرارة وبعضها الآخر يرتبط ايجابياً وما التكاثف إلا من إنتاج ثلاث قوى تؤثر عليه ومرتبطة هو بها وهي : توفر الرطوبة الجوية ، وتبرد الهواء إلى ما دون نقطة نده ، ووجود نويات تكاثف. كما أن التهطال بأشكاله المتنوعة (مطر ، ثلج ، برد ،.. الخ) له ارتباطاته بعوامل (قوى جوية) وعوامل جغرافية أرضية .

وقد تكون ظاهرة مناخية مرتبطة بقوة أو أكثر من قوة وقد يكون دور بعض القوى متكافئة نسبياً ، لذا فإن الترابط وهو عموماً ترابطاً سببياً قد يكون بين عنصرين أحدهما يمكن اعتباره مستقلاً بمعنى أنه ثابت لكون تغييره إما تغييراً غير كميماً كالزمن (الزمن عدة سنوات وتغير كميات الأمطار) وإما لأن تغييره يعمل على تغير العنصر الآخر المرتبط به كميماً (البعد عن البحر وتباين كمية الأمطار). وقد تكون العلاقة الترابطية بين عنصر ما وعدة قوى أو عوامل تعمل متظافرة في التأثير عليه.

ولذا فقد أوجد العلماء علاقات ترابطية لقياس الترابط بين متغيرين وعلاقات أولى لقياس الترابط بين عدة متغيرات.

#### 1-4: معامل الارتباط بين متغيرين :

هناك نوعين أحدهما لقياس الترابط الكمي وهو معامل ارتباط بيرسون والآخر لقياس الترابط النوعي أو الكيفي ويعرف بمعامل ارتباط الرتب (ارتباط بيرسون) ويمكن استخدامه للترابط الكمي أيضاً.

#### 1-1-4. معامل ارتباط بيرسون:

يستخدم معامل ارتباط بيرسون لحساب قيمة معامل الارتباط عندما يكون المتغيران المراد قياس الارتباط بينهما متغيرات كمية ويشترط تساوي عدد حالات كلاً من المتغيرين وهو الأكثر شيوعاً واستخداماً في الدراسات المناخية ونستخدم القانون التالي لحساب قيمة معامل ارتباط بيرسون:

يعرف معامل الارتباط  $\rho_{X, Y}$  بين متغيرين عشوائيين  $X$  و  $Y$  بقيم متوقعة  $x$  و  $y$  وانحراف معياري  $X$  و  $Y$  على الشكل:

$$\rho = \frac{Cov(x, y)}{\sigma_X \sigma_Y} = \frac{\sigma_{XY}}{\sigma_X \sigma_Y}$$

و  $COV$  تعني تغاير .

وللعينة تستخدم الصيغة التالية:

$$\tilde{\rho} = \frac{cov(x, y)}{S_x S_y} = \frac{S_{xy}}{S_x S_y}$$

بالتعويض نحصل على الصيغة :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2][\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2]}}$$

بعد إجراء بعض العمليات الجبرية يمكن الحصول على الصيغة الحسابية المبسطة:

$$r = \frac{[(n \sum_{i=1}^n x_i y_i) - (\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n y_i)]}{\sqrt{[n(\sum_{i=1}^n x_i^2) - (\sum_{i=1}^n x_i)^2][n(\sum_{i=1}^n y_i^2) - (\sum_{i=1}^n y_i)^2]}}$$

حيث:  $\bar{x}$   $\bar{y}$  المتوسطان الحسابيان لقيم  $Y, X$

تتراوح قيمة معامل الارتباط بين -1 و 1. وتدل قيم بيرسون المستنتجة على درجة الارتباط وقوته، حيث كلما كانت قيمته أقرب إلى 1 و-1 كلما كان الارتباط أقوى، وبالإقتراب من الصفر تضعف قيمة الارتباط. أما بالنسبة للإشارة فإذا كانت موجبة دلت على علاقة طردية، وإذا كانت سلبية دلت على علاقة عكسية.

#### 4-1-2. معامل ارتباط الرتب (سبيرمان):

لقياس الارتباط إحصائياً بين ظاهرتين  $(Y, X)$  نرتب كلاً منها حسب حجمها (قيمتها) ثم نحسب الفرق  $(d)$  بين كل رتبتين متقابلتين ومن ثم مربعها نطبق بعدهما علاقة سبيرمان لحساب معامل الارتباط وهي :

$$r = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)}$$

$r$  = معامل ارتباط الرتب

$d$  = الفرق بين كل رتبتين متقابلتين

$n$  = عدد المفردات

## دلالات معامل الارتباط :

إن قيم معامل الارتباط الناتجة من تطبيق العلاقتين السابقتين يجب أن تتراوح ما بين (1-) و (1+) فإذا كانت (1-) فالترابط يكون عكسياً تماماً ، وإذا كانت (1+) فالترابط إيجابياً تماماً . وإن كانت صفراً فهذا يدل على عدم وجود أي ترابط.

ويكون الترابط ضعيفاً إذا كانت قيمة معامل الارتباط بين (0 إلى +0.3) ومتوسطاً بين (±0.3 إلى ±0.7) وقوياً بين (±0.7 إلى أقل من ±1) وليس بالضرورة إذا ما كانت قيم معامل الارتباط الناتجة كبيرة أن يكون هناك ترابط فقد لا تكون هذه القيمة خادعة ومضللة ونتجت بالصدفة أي بمعنى أن الصدفة هي التي قادت إلى أن يكون التغير متوافقاً أو متعكساً ومن ثم معامل الترابط قوياً ايجابياً أم عكسياً وللكشف عن ذلك أي عما إذا كان الترابط ناتجاً عن علاقة بين المتغيرين ونسبة ذلك أو بفعل عامل الصدفة في ذلك يتم اللجوء إلى اختبار ستودنت (t) لمعامل الارتباط من العلاقة :

$$t = \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}}$$

n = عدد المفردات وتعرف (n-2) بدرجات الحرية

r = معامل الارتباط

وبعد حساب ( t ) من العلاقة السابقة تقارن قيمتها مع قيمة ( t ) في جدول اختبار ستودنت مع اختبار مستوى دلالة معين (0,05 ، 0,1 ، ..... ، 20%) بالنسبة لدرجات حرية (n-2).

ولنفترض أن لدينا عدد مفردات ( n = 20 ) وإن قيمة معامل الارتباط الناتجة هي

(0.7) فإن :

$$t = 0.7 \sqrt{\frac{20-2}{1-0.49}} = 0.7 \sqrt{\frac{18}{0.51}} = 0.7 \times 5.85 = 4.095$$

وبمقارنة قيمة (t) وهي (4,095) مع قيمتها (t) في جدول ستودنت باستعمال مستوى الدلالة (5%) مع درجات حرية 18 (  $n-2 = 20 - 2$  )

نجد أن قيمة (t) الاختيارية من العلاقة (4.095) أكبر من قيمة (t) الدرجة الجدولية (1.734) وحتى أكبر من قيمتها بالنسبة لمستوى الدلالة (0.05) وهذا يدل على أن لمعامل الارتباط دلالة إحصائية وأن دور عامل الصدفة محدوداً إن لم يكن معدوماً.

كما يمكننا أن نستخدم ما يعرف باسم معامل التفسير ( $R^2$ ) لقياس مدى قدرة المتغير المستقل على تفسير التغيرات في المتغير التابع. وفي مثالنا السابق فإن قيمة معامل التفسير = (49) وهذا يعني أن (0.49) من التغير في التابع يفسرها التغير في المتغير المستقل. والباقي يعود إلى عوامل أخرى وليس بالضرورة إلى عامل الصدفة.

#### 4-1-3. معامل الارتباط المتعدد:

وفي معامل الارتباط المتعدد يجب الابتعاد عن التعامل مع عدة متغيرات متعاكسة التأثير على بعضها بالنسبة لمتغير مستقل واحد فعندها قد يلغي فعل أحدها الآخر وتقترب النتيجة من الصفر ولذا يفضل أخذ عوامل تأثيراتها إما ايجابية أو سلبية .

هذا المعامل والذي يرمز له بالرمز R أيضاً يقيس قوة العلاقة بين أكثر من متغيرين وهي مغيرات عشوائية متصلة التوزيع (توزيع متعدد المتغيرات Multivariate distribution) وإن حساب قيمة R هو امتداد لقيمة معامل الارتباط البسيط (r) مع استبدال X , Y بـ  $X_k - 1X$  ، Y ولناخذ ثلاث متغيرات  $1X$  ،  $2X$  ،  $3X$  نحصل على الصيغ الآتية:

$$r_{12} = \frac{n \sum X_1 X_2 - \sum X_1 \sum X_2}{\sqrt{n \sum X_1^2 - (\sum X_1)^2} \sqrt{n \sum X_2^2 - (\sum X_2)^2}}$$

$$r_{13} = \frac{n \sum X_1 X_3 - \sum X_1 \sum X_3}{\sqrt{n \sum X_1^2 - (\sum X_1)^2} \sqrt{n \sum X_3^2 - (\sum X_3)^2}}$$

$$r_{23} = \frac{n \sum X_2 X_3 - \sum X_2 \sum X_3}{\sqrt{n \sum X_2^2 - (\sum X_2)^2} \sqrt{n \sum X_3^2 - (\sum X_3)^2}}$$

يمكن حساب معامل الارتباط المتعدد من الصيغة ..

$$R_{123} = \sqrt{\frac{r_{12}^2 + r_{13}^2 - 2r_{12}r_{13}r_{23}}{1 - r_{23}^2}}$$

أو

$$R_{213} = \sqrt{\frac{r_{21}^2 + r_{23}^2 - 2r_{21}r_{13}r_{13}}{1 - r_{13}^2}}$$

(1,2,3) = معامل الارتباط بين المتغيرات الثلاثة (R<sub>123</sub>)

(1 , 2) = معامل الارتباط بين المتغيرين (R<sub>12</sub>)

(1,3) = معامل الارتباط بين المتغيرين R<sub>13</sub>

(2,3) = معامل الارتباط بين المتغيرين R<sub>23</sub>

#### 4-1-4. التحليل العاملي (Factor Analysis)

التحليل العاملي هو طريقة إحصائية تعمل على تلخيص العديد من المتغيرات (30 مثلاً) لعدد أقل يعرف بالعوامل (Factors) حيث كل مجموعة من المتغيرات ترتبط بعامل واحد فقط بواسطة دالة بحيث يمكن إرجاع مجموعة من الاختبارات بعامل الذكاء (مثلاً) أو عامل التحصيل أو ... حيث ترتبط المتغيرات في العامل ارتباطاً عالياً فيما بينها وضعيفاً مع الأخرى. والتحليل العاملي يهدف لاستخلاص مجموعة من العوامل ترتبط بالمتغيرات الأصلية على أن تفسر أكبر نسبة ممكنة من التباين للمتغيرات الأصلية أو تقليص عدد المتغيرات في عدة عوامل فبدلاً من وجود 20 متغيراً يكون لدينا خمسة عوامل أو أقل ويمكن اعتبار هذه العوامل متغيرات ويجرى عليها تحليل يعرف بالتحليل العاملي من الدرجة الثانية، والدالة بين المتغيرات الأصلية والعوامل المكونة لها هي:

$$F1 = \alpha_{11}X1 + \alpha_{12}X2 + \alpha_{13}X3 + \dots + \alpha_{1n}Xn$$

$$F2 = \alpha_{21}X1 + \alpha_{22}X2 + \alpha_{23}X3 + \dots + \alpha_{2n}Xn$$

$$F3 = \alpha_{31}X1 + \alpha_{32}X2 + \alpha_{33}X3 + \dots + \alpha_{3n}Xn$$

$$Fn = \alpha_{m1}X1 + \alpha_{m2}X2 + \alpha_{m3}X3 + \dots + \alpha_{mn}Xn , m > n$$

ويمكن كتابة المعاملات في المعادلات السابقة على شكل مصفوفة (Matrix)

تعرف بمصفوفة الارتباط وقد تكون مستطيلة أو مربعة (عدد الصفوف = عدد الأعمدة)

حيث عناصر المصفوفة قيم معاملات الارتباط بين المتغيرات فتقاطع الصف مع

العمود هو قيمة معامل الارتباط . وهنا يجب التقيد بالاتي لإيجاد العوامل من المتغيرات:

\* العامل الأول هو الأكثر ارتباطاً بالمتغيرات

\* يتواجد في كل عامل المعاملات الصفرية

\* سهولة تفسيرها بعلاقتها مع المتغيرات الأصلية

إذا كان لدينا متغيران معامل الارتباط بينهما يساوي 0.65 فيكون لدينا الجدول

(مصفوفة) التالي:

Variables	1	2
1	1.00	0.65
2	0.65	1.00

إذا كان لدينا  $n$  من المتغيرات فيكون لدينا  $n(n-1)/2$  معامل ارتباط أو  $2 + 1 + 3 + \dots + (n-1)$  فمثلاً وجود 5 متغيرات يعطي  $10 = 2/4 \times 5$  معامل ارتباط .  
الجدول التالي بين معاملات الارتباط لثلاث متغيرات

Variables	1	2	3
1	1.00	0.65	0.70
2	0.65	1.00	0.55
3	0.70	0.55	1.00

تعرف هذه المصفوفة المربعة بمصفوفة الارتباط المربعة ويلاحظ أن: القيم أعلى القطر هي نفسها أسفل القطر أي أن القطر قسم المصفوفة لنصفين متماثلين لكون علاقة الارتباط إبدالية. و القيمة 1 هي معامل ارتباط المتغير مع نفسه.

والجدول التالي (1 - 4) يبين مصفوفة الارتباط لقيم معادلتى امبرجيه وديمارتون في بعض محطات إقليم الجزيرة والفرات

جدول (1 - 4) يبين مصفوفة الارتباط لقيم معادلتى امبرجيه وديمارتون

في بعض محطات إقليم الجزيرة والفرات

المحطة	ديمارتون اليوكمال	ديمارتون دير الزور	ديمارتون الحسكة	ديمارتون القامشلي	الرقبة ديمارتون	ديمارتون جرابلس	اليوكمال امبرجيه	الحسكة امبرجيه	دير الزور امبرجيه
اليوكمال ديمارتون	1.00								
دير الزور ديمارتون	0.68	1.00							
الحسكة ديمارتون	0.57	0.73	1.00						
القامشلي ديمارتون	0.54	0.59	0.89	1.00					
الرقبة ديمارتون	0.60	0.70	0.76	0.81	1.00				
جرابلس ديمارتون	0.42	0.57	0.70	0.68	0.76	1.00			
اليوكمال امبرجيه	0.98	0.65	0.54	0.48	0.54	0.38	1.00		
الحسكة امبرجيه	0.55	0.70	0.98	0.87	0.75	0.68	0.55	1.00	
دير الزور امبرجيه	0.67	0.98	0.72	0.58	0.69	0.55	0.67	0.72	1.00

#### 4-1-5. معامل التفسير (التحديد):

يتم حساب معامل التحديد: ورمزه  $R^2$  وهو قياس وصفي لتفسير الفائدة لمعادلة الانحدار بتقدير القيم ويمثل نسبة انخفاض الأخطاء حال استخدام معادلة الانحدار عوضاً عن استخدام المتوسطات كذلك هو نسبة التباين في القيم الفعلية التي تفسر خط الانحدار، وقيمه بين - 1 ، 1 واقتراب القيمة من 1 يعني فائدة أكثر لمعادلة الانحدار بالتنبؤ لقيمة المتغير التابع وكذلك يكون المتغير المستقل ذو أهمية في تفسير التباين بين القيم الفعلية ويتم حسابه آلياً بواسطة برنامج الإكسل أو SPSS و يمكن الحصول ( $R^2$ ) على من المعادلة :

$$R^2 = \frac{\text{Explained variation in } Y}{\text{Total variation in } Y} = \frac{\sum(\bar{Y}_t - \bar{Y})^2}{\sum(Y_t - \bar{Y})^2}$$



## الفصل الخامس

### الاحتمالات والتوزيع التراكمي النسبي

إن مبدأ الاحتمالات من الطرق الإحصائية التي يكثر التعامل معها في الدراسات المناخية والإنسان يعيش الظواهر الجوية أينما اتجه وفي أي مكان كان في عمله وفي يقظته وفي يقظته وفي نومه وفي أي حركة يتحركها وما المناخات الاصطناعية الأصغرية التي أوجدها سوى ردود فعل له على الآثار السلبية لبعض عناصر المناخ.

#### 5-1: مفهوم الاحتمالات :

لا يتضمن الاحتمال الجزم المطلق بحدوث الشيء وإنما بإمكانية حدوثه مع تحديد نسبة احتمال حدوث الشيء والاحتمال ليس فقط نوعياً وإنما كمياً أيضاً ، فكثيراً ما تحمل نشرات الطقس في محطات التلفزة وغيرها احتمالاً بحدوث الصقيع أو احتمالاً بانخفاض درجة الحرارة في بعض المناطق دون درجة معينة وكذلك احتمالاً بتشكل الضباب أو حدوث أمطار رعدية..... الخ

وما التنبؤات الجوية سوى احتمالات فهي تقوم على استقراء حالات ماضية والبناء على متشابهات لها لتقدير ما ستؤول إليه الحالة الجوية فالاحتمالية تنطلق من حالات ماضية للتنبؤ بإمكانية حدوث حالات مماثلة مستقبلاً ولذا اقترن التنبؤ بإمكانية حدوث ظاهرة جوية في المستقبل مع فترات الرجوع أو بالأحرى مع فترات تكرار مثل هذه الظاهرة في الماضي، فإذا ما نظرنا إلى السماء وكانت مغطاة بسحب عالية رقيقة بيضاء متناثرة في السماء ظهرت من جهة الغرب وهي عموماً سحب لا يصاحبها أية هطولات ولكنها في مثل هذه الحالة توحى بتغيرات معينة في الطقس قريباً - خلال بعض ساعات- يمكن التنبؤ بحدوثها بنسبة احتمال كبيرة جداً ومن خلال معرفتنا سابقاً لأحوال دالة على قدوم طقس معين ومن تكرار التوافق ما بين تلك الأحوال الدالة والطقس المميز خلال (20) مشاهدة من أصل (24) مشاهدة نستطيع عندئذ في المشاهدة الحالية (25) القول أن نسبة احتمال أن يكون يوم الغد طقس المشاهدات العشرين هي بمقدار  $(\frac{20}{25})$  وهي نسبة عالية (80%) واحتمال أن لا يكون الطقس مماثلاً نسبته محددة  $(\frac{5}{25}) \times$

(100=20% ) إن احتمالات حدوث ظاهرة ما (ح) هو نسبة عدد الحالات المواتية (س)

على عدد الحالات ممكنة الحدوث (ن) :  $(\frac{س}{ن} = ح)$

وذلك على فرض أن كل الحالات لها نصيب متكافئ في الحدوث وتقع قيمة الاحتمالات بين الصفر والواحد (0-1) ولا يمكن أن تكون قيمتها سالبة كما أن مجموع احتمالات حدوث هذه الظاهرة أو تلك لا تزيد عن الواحد وكذلك مجموع احتمالات حدوثها يساوي الواحد .

## 5-2: طريقة التوزيع التراكمي النسبي: مع التطبيق على كميات الهطل

للحصول على التوزيع التراكمي يتم ترتيب البيانات الفصلية للأمطار لثلاثين فصلاً بشكل متزايد، ويعطى لكل ترتيب رقم متسلسل (m) ، ويحسب التكرار المتراكم المقابل لكل كمية في الترتيب التصاعدي من تطبيق المعادلة التالية :

$$P = m / n + 1$$

P: الاحتمال التراكمي النسبي لكمية الأمطار الواقعة أمام الرتبة m وهو (نسبة احتمال عدم التجاوز) لسقوط كمية من المطر تساوي أو تقل كمية الأمطار عند الرتبة m. حيث تمثل m: رتبة كمية المطر في الترتيب التصاعدي. n: عدد سنوات التسجيل.

ويحسب احتمال التجاوز ( T ) من المعادلة :  $T = 1 - P$

T: نسبة احتمالية سقوط كمية من المطر تتجاوز القيمة الموجودة أمام الاحتمال ( P ).

وتحسب فترة الرجوع من المعادلة التالية :  $R P = 1 / ( 1 - P )$

R P : فترة الرجوع / بالسنين.

تستخدم طريقتنا فترة الرجوع والاحتمالية للتعرف على تكرار سقوط كمية معينة من الأمطار ، ففترة الرجوع هي المدة الزمنية بالسنين بين سقوط كمية معينة ، وسقوط كمية مماثلة لها أو أكبر منها ، أما الاحتمالية فتشير إلى احتمال سقوط كمية معينة أو أصغر منها ، أما احتمالية التجاوز فتشير إلى احتمال تجاوز سقوط كمية معينة من المطر في السنوات القادمة. ويمكن تقسيم الأمطار إلى :

أمطار عادية ( وهي الكميات المحصورة بين نسبة 40% - 60% )

أمطار أقل من عادية ( وهي الكميات التي تقل نسبة تكرارها عن 40% )

أمطار فوق عادية ( وهي الكميات التي تزيد نسب تكرارها على 60% )

السنة الرطبة جداً: وهي أكبر قيمة تم تسجيلها Pm

السنة الجافة جداً: وهي أقل كمية سنوية خلال فترة التسجيلات المعتمدة Px

والجدول التالي يبين التكرارات النسبية لفئات الأمطار الفصلية (سنة مطرية) %

وفترات الرجوع (بالسنين) لمحطة طرطوس).

جدول (1 - 5)

يبين التكرارات النسبية لفئات الأمطار الفصلية وفترات الرجوع (بالسنين) لمحطة طرطوس)

الوصف	الرتبة M	الاحتمال % P= M/N+1	احتمالية التجاوز 1-P	فترة الرجوع بالسنين R= 1/(1-P)	طرطوس كميات الأمطار
أمطار أقل من عادية	1	0.03	0.97	1.03	470
	2	0.06	0.94	1.07	540
	3	0.1	0.9	1.11	573
	4	0.13	0.87	1.15	640
	5	0.16	0.84	1.19	650
	6	0.19	0.81	1.24	662
	7	0.23	0.77	1.29	662
	8	0.26	0.74	1.35	681
	9	0.29	0.71	1.41	711
	10	0.32	0.68	1.48	714
	11	0.35	0.65	1.55	740
	12	0.39	0.61	1.63	743.8
أمطار عادية	13	0.42	0.58	1.72	807
	14	0.45	0.55	1.82	817
	15	0.48	0.52	1.94	820.5
	16	0.52	0.48	2.07	834
	17	0.55	0.45	2.21	845
	18	0.58	0.42	2.38	852
	19	0.61	0.39	2.58	873.3
أمطار فوق عادية	20	0.65	0.35	2.82	883
	21	0.68	0.32	3.1	903
	22	0.71	0.29	3.44	949
	23	0.74	0.26	3.88	968
	24	0.77	0.23	4.43	989
	25	0.81	0.19	5.17	996
	26	0.84	0.16	6.2	1049
	27	0.87	0.13	7.75	1052
	28	0.9	0.1	10.3	1086
	29	0.94	0.06	15.5	1184
30	0.97	0.03	31	1394	

بيانات الأمطار عن سجلات الأمطار الشهرية ، المديرية العامة للأرصاد الجوية ، دمشق بقية البيانات من حساب المؤلف

## الفصل السادس

### مقاييس التغيرات الزمنية

#### 6-1- ما المتغير المناخي الزمني:

إن الزمن ليس المكافئ للمكان في التغير إذ قد نجد مكافئين متشابهين ومتماثلين في خصائصهما الجغرافية ولكن لا يمكن أن نجدهما كذلك في زمنين متماثلين فالزمن البعد الكوني أو الجغرافي المتغير والذي تتغير معه عناصر البيئة الأرضية كافة من مناخ وغيره إلا أن المناخ أكثر عناصر البيئة استجابة للزمن في تغيراته فالمناخ بعناصره المكونة له وبمركبه الشامل لعناصره في حالة عدم ثبات فهو متغير متذبذب متبدل من سنة إلى أخرى إلا أن التذبذبات هي الأظهر من سنة إلى أخرى لكون التغيرات لا تظهر إلا عبر أمد طويل

إن الظواهر الجوية والعناصر المناخية كافة تمثل متغيرات تابعة للزمن فدرجة الحرارة تتغير من ساعة إلى أخرى ومعها يتغير الضغط والرياح والرطوبة..... الخ

كما أن الأحوال الجوية مختلفة شهراً عن آخر خاصة في مناطق المناخ الفصلي والقيم المناخية ليست ثابتة عبر السنين فهي متغيرة ومختلفة من سنة إلى أخرى في المكان وما التغير في القيم عبر الزمن سوى انعكاس للتغير في قوة وكيفية فعل القوى المؤثرة في العناصر المناخية فهذه سنة أحر من أخرى وتلك سنة أجف أو أربط..... الخ وللكشف عن طبيعة التغيرات الزمنية يعتمد على أخذ سلسلة زمنية من قيم العناصر المناخية تمتد على عدد من السنين وقد تكون مجموعة الأيام أو الأسابيع أو الشهور..... الخ

#### 6-2- أنواع التغيرات المناخية الزمنية:

إن المناخ بحد ذاته يشمل ضمناً قيماً لعناصره خلال سلسلة زمنية ممتدة على عدد من السنوات تحدد ما يعرف باسم الدورة المناخية التي يراها البعض (11) سنة والبعض الآخر (30-35) سنة وبالتالي فإن الحديث عن سلسلة مناخية /زمنية/ يشمل التطور في قيم العناصر زمنياً عبر عدد من السنوات ذلك أن قيم تلك العناصر لا تسير عبر الزمن

وفق نسق واحد منظم بل تكون في حالة من الصعود والهبوط الذي تختلف درجاتها باختلاف الإقليم المناخي والقرب من خط الاستواء والبعد عنه وكذلك القرب من البحار والبعد عنها... الخ وغير ذلك من العوامل المؤثرة في قيم العنصر المناخي.

ومن خلال تحليل العديد من السلاسل الزمنية لسنوات طويلة لأهم عنصرين مناخيين وهما الحرارة والتهطال ثم الكشف عن وجود أربعة أنواع من التغيرات فيها وهي :

### 6-2-1- التغيرات الطويلة الأمد :

وهي عموماً تغيرات لسلسلة من السنوات تمتد على عدة دورات مناخية لإمكانية الحكم عن اتجاه على طويل الأمد لمسار الظاهرة المناخية وقد تكون السلسلة للكميات أو المتوسطات السنوية أو الفصلية أو الشهرية أو تخص حالات نوعية لها دلالات كبيرة في شذوذات جوية عارضة في السلسلة المناخية قد تكون نذيراً بتغيرات مستقبلية كما في عدد أيام درجات الحرارة دون درجة معينة (وليكن دون -10 ° م - في سورية) أو عدد الأيام ذات الأمطار الأكثر من قيمة معينة (وليكن أكثر من 50مم) .

وقد يكشف التحليل الإحصائي لسلسلة عنصرية مناخية عن وجهة نحو التزايد أو التناقص وليس هذا معناه أن قيم كل سنة في حالة تزايد- إذا كانت الوجهة تزايدية - ولكن هناك سنوات القيم أكبر من المعدل وسنوات أقل منه مع غلبة القيم الأكبر أو السنوات الأكثر في قيمها الأكبر مما يرسم خطأً متزايداً على مدى سنوات طويلة والأمر نفسه إذا ما كانت الوجهة تناقصية وفي حال كان خط الاتجاه العام ذو وجهة أفقية لا هبوط ولا صعود فيه فهذا يدل على أن التذبذبات في القيم السنوية فوق المعدل ودونه متعادلة وللكشف عن طبيعة التغيرات الطويلة الأمد يمكن استخدام أسلوبين إحصائيين ورياضيين هما:

### 1- أسلوب المتوسطات المنصفية : وهو أسهل الأسلوبين وأبسطهما ويتم الاعتماد

فيها على تقسيم السلسلة الزمنية إلى نصفين متساويين ثم حساب المتوسط الحسابي لكل نصف على حدة وعلى ضوء ذلك يمكن تحديد قيمة معامل انحدار خط الاتجاه العام في معادلة خط الانحدار  $(Y=a+bt)$

$$b = \frac{(\bar{x}2 - \bar{x}1)}{T2 - T1} \times 100$$

b = معامل الانحدار

$\bar{x}2$  = المتوسط الحسابي للنصف الثاني

$\bar{x}1$  = المتوسط الحسابي للنصف الأول

T2 = الزمن الموافق مع منتصف النصف الثاني

T1 = الزمن الموافق مع منتصف النصف الأول

أما قيمة (a) في معادلة خط الانحدار فيتم الحصول عليها بيانياً وذلك بتمثيل قيمة المتوسطين النصفيين ( $\bar{x}2, \bar{x}1$ ) بنقطة لكل منهما موقعها في منتصف الفترة التي تخصهما وبعد ذلك الوصل بين النقطتين بخط مستقيم ونقطة تقاطعه مع محور الصادات تمثل قيمة (a) ليستمر الخط في الشكل حتى نهاية السلسلة الزمنية.

## 2- الأسلوب الرياضي:

يتم تحديد خط الاتجاه العام بتحديد معادلة الانحدار لهذا الخط حيث تكون التغيرات في المتغير التابع (قيمة الظاهرة المدروسة) هي نتيجة التغير في الزمن ويعبر عنه في المعادلة التالية :  $Y = a + bt$

وهي معادلة من الدرجة الأولى حيث:

Y : قيمة الظاهرة المتغيرة مع الزمن

t : المتغير المستقل وهو الزمن

a : بداية خط الانحدار على محور الصادات الذي يمثل قيمة الظاهرة المتغيرة

b : معامل الانحدار (معدل تغير Y بتغير t)

ويستعاض عن (Y) عموماً في هذه المعادلة بـ (Yt) باعتبار أن هذه المعادلة تستخدم في التنبؤ بما ستؤول عليه الحالة مستقبلاً باعتبار أن التغير فيها ذو وجهة مستقيمة و (Yt) عندئذ تشير إلى قيمة (Y) مقدرة بالمعادلة سابقة الذكر .  
ويحسب معامل الانحدار (b) وقيمة بداية خط الانحدار (a) من العلاقات التالية :

$$b_1 = \frac{n \sum ty_t - \sum t \sum y_t}{n \sum t^2 - (\sum t)^2}$$

$$b_0 = \frac{\sum y_t}{n} - b_1 \frac{\sum t}{n}$$

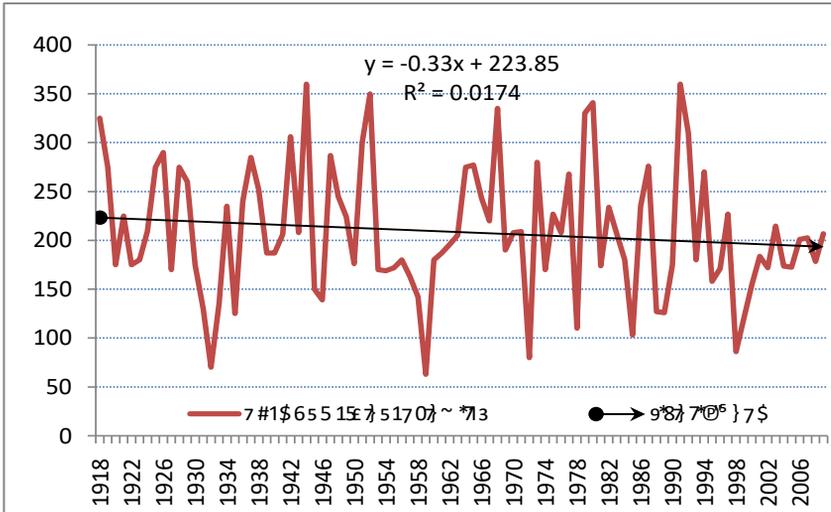
$$a = \bar{y} - b\bar{t}$$

حيث:

t تمثل الزمن المتغير المستقل

y قيمة الظاهرة وهو المتغير التابع

ولابد من رسم شكل بياني لخط الاتجاه العام لبيان وجهة مسار خط الاتجاه العام لقيم الظاهرة (العنصر) المناخية بالاعتماد على نقطة (a) على محور الصادات كبداية لخط الاتجاه العام (الانحدار) ومن ثم تعيين نقطة أخرى أو نقطتين في الشكل البياني لقيم (Yt) بدلالة t ولتكن قيمة ثم نمد خطأً مستقيماً من نقطة (a) عبر النقاط المحددة وحتى نهاية السلسلة الزمنية وهو خط الانحدار ويكتب فوقه معادلة خط الانحدار. كما يلي:



شكل (1-1) تذبذب كميات الهطل السنوية والاتجاه العام لها في محطة دمشق

وبما أن معادلة خط الانحدار من الدرجة الأولى تكشف عن علاقة خطية مستقيمة باتجاه واحد ثابت وحيث أن العلاقة بين المتغيرات المناخية والزمن ليست علاقة مستقيمة لوجود عوامل متعددة مؤثرة في العنصر المناخي واستجابتها للزمن بدرجات متفاوتة لذا فقد تم اللجوء إلى استخدام معادلات لخطوط الانحدار من درجات مختلفة (الثانية، الثالثة، الرابعة،..... الخ) والتي تظهر التحولات في طبيعة الاتجاه العام للظاهرة .

وفيما يلي عرض لمعادلات خطوط الانحدار الممكن استخدامها :

1- معادلة خط الانحدار من الدرجة الثانية :

$$Y = a + (b_1t + b_2t^2)$$

2- معادلة خط الانحدار من الدرجة الثالثة :

$$Y = a + (b_1t + b_2t^2 + b_3t^3)$$

3- معادلة خط الانحدار من الدرجة الرابعة :

$$Y = a + (b_1t + b_2t^2 + b_3t^3 + b_4t^4)$$

4- معادلة خط انحدار متعدد :

$$Y = a + (b_1t + b_2t^2 + b_3t^3 + \dots + b_nt^n)$$

Y = قيمة المتغير التابع

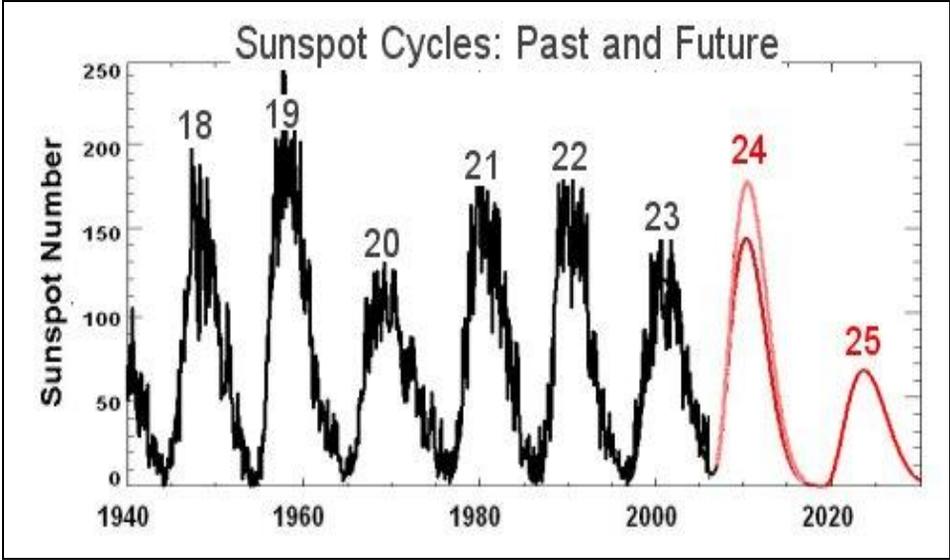
$a =$  بداية خط الانحدار على محور الصادات

$b_1, b_2, b_3, \dots, b_n =$  معاملات انحدار (Y) على  $(t_1, t_2, t_3, \dots, t_n)$

$(t_1, t_2, t_3, \dots, t_n) =$  قيمة المتغير المستقل (الزمن)

## 6-2-2- Cyclical Variations - التغيرات الدورية

وهي تغيرات تنحو منحى دورياً من حيث صعودها وهبوطها بفواصل زمنية تكاد تكون ثابتة أو قريبة من طول واحد للفترة الزمنية التي تحددها ولذا كان الحديث عن الدورة اليومية في درجة الحرارة والدورة السنوية في درجة الحرارة وفي التتابع الفصلي للرطوبة الجوية والأمطار ودورية البقع الشمسية وما لها من آثار مناخية.



شكل (1 - 2) دورة البقع الشمسية

غير أن ما يهمنا في التغيرات الدورية هي التغيرات ضمن السلسلة الزمنية السنوية التي تشمل عدداً كبيراً من السنوات بحيث يتكشف فيها عن أكثر من دورة في تغيرات قيمتها العنصرية المناخية وذلك حتى يمكن الحكم عن وجود دورية زمنية في تغيراتها مما يمكن تحديده عندها برسم بياني لنتائج الطرق الإحصائية المستخدمة في ذلك والممثلة بطريقتين هما:

## 1- المتوسطات المتحركة :

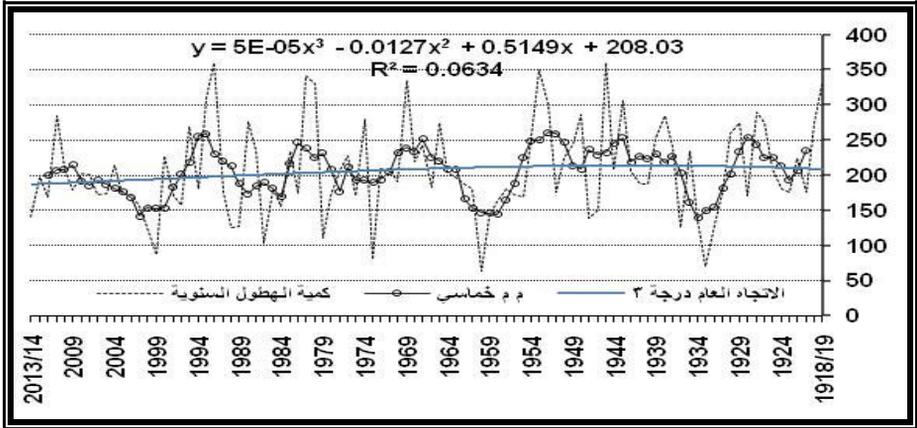
وهي الطريقة الأكثر انتشاراً واستعمالاً في تحديد الدوريات في السلاسل الزمنية وإذا ما كانت طول السلسلة الزمنية أقل من (30) سنة فيفضل أن يؤخذ الطول الزمني للمتوسط المتحرك خمس سنوات وإذا ما تجاوز طول السلسلة الزمنية (30) سنة فيفضل عندها أخذ الهطول الزمني للمتوسط المتحرك (7-11) سنة مع العلم أنه يمكن أخذ طولاً للمتوسط المتحرك (15) سنة أو أكثر في السلاسل الزمنية الأطول من (100) سنة.

وبعد اختيار طولاً محدداً للمتوسط المتحرك يتم البدء بحساب قيمة المتوسط الحسابي الأول انطلاقاً من السلسلة الزمنية ومن ثم الانتقال والتحرك سنة فأخرى لحساب المتوسطات المتتالية المتحركة ففي المتوسط المتحرك الأول يتم البدء من السنة الأولى أما في المتوسط المتحرك الثاني فالبدء من السنة الثانية وفي المتوسط المتحرك الثالث تكون السنة الثالثة هي البداية.....وهذا حتى نهاية السلسلة الزمنية.

يتم حساب المتوسط المتحرك الخماسي (على سبيل المثال) للبيانات :  $\bar{x}_n$  وذلك بحساب المتوسط الحسابي لقيم الفئة الأولى (عدد عناصرها n وهي هنا 5) من البيانات الأولية (  $x_1; x_2; x_3; \dots; x_n$  ) ، وتوضع النتيجة مقابل القيمة الوسطى في الفئة، وتحسب القيمة الثانية للمتوسط المتحرك للفئة الثانية من البيانات الأولية، وذلك بحذف القيمة الأولى وإضافة القيمة  $n+1$ ، وتوضع النتيجة عند القيمة الوسطى في هذه الفئة ، وهكذا حتى نهاية سلسلة البيانات، وقد تم حساب المتوسط المتحرك الخماسي للبيانات وفقاً للمعادلة الآتية :

$$\bar{x}_{n1} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + x_5}{5} \quad \bar{x}_{n2} = \frac{x_2 + x_3 + x_4 + x_5 + x_6}{5}$$

ويتم رسم قيمة المتوسطات المتحركة وتوقيعها أمام السنة الوسطى من السنوات الخمس التي يمثلها وينصح بحساب الاتجاه العام للمتوسطات لبيان سير الظاهرة المدروسة بعد دمج التطرفات الشاذة سلباً وإيجاباً والذي تقوم به المتوسطات المتحركة وفيما يلي شكلاً بيانياً يبين المتوسطات المتحركة الخماسية لأ مطار محطة دمشق والاتجاه العام من الدرجة الثالثة في أثناء الفترة (1919-2014).



شكل (1 - 3)

تذبذب كميات الهطل السنوية والمتوسطات المتحركة الخماسية والاتجاه العام لها في محطة دمشق

## 2- الفروق التراكمية (التجميعية):

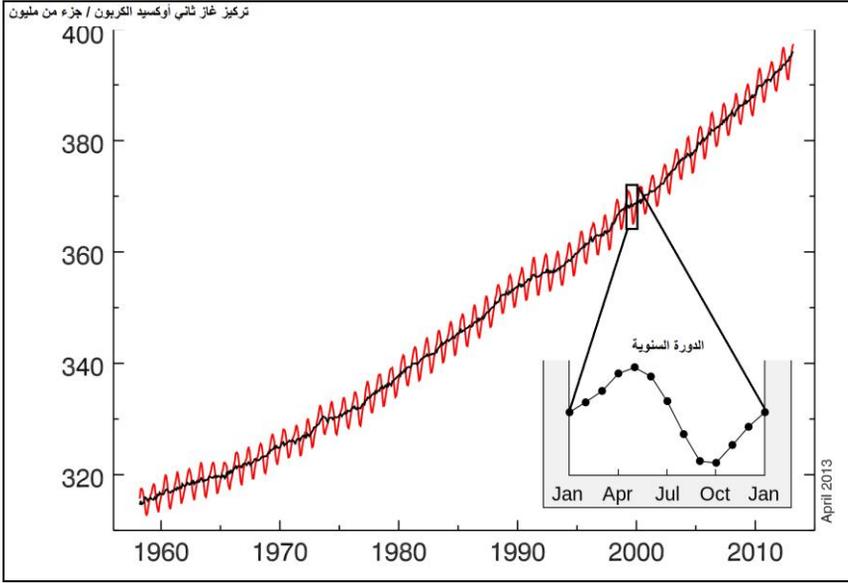
في هذه الطريقة يتم أولاً حساب المتوسط الحسابي (المعدل) للقيم السنوية للسلسلة السنوية ثم تحسب الفروق بين القيم السنوية للظاهرة والمعدل بدءاً من أول السلسلة الزمنية وإضافة كل فرق إلى الذي يليه (جمعاً تراكمياً) حتى نهاية السلسلة ويعقب ذلك رسماً بيانياً لتحديد ما إذا كان هناك دورية في تغيرات السلسلة الزمنية باعتبار محور السينات يمثل الزمن ومحور الصادات يمثل الفروق التراكمية.

### 6-2-3- التغيرات الموسمية Seasonal Variations:

التغيرات الموسمية هي تلك التغيرات التي تطرأ على الظاهرة على مدار المواسم المختلفة للفترة الزمنية موضوع القياس (الموسم)، فهي قد تكون يومية، وقد تكون اسبوعية، وقد تكون شهرية.

وهي تغيرات تتميز بالطبيعة الدورية بشرط أن لايزيد طول الدورة المتكررة عن سنة واحدة كحد أعلى، فالتغيرات الموسمية بشكل عام تساعد على الكشف عن:

- الأوقات المناسبة للتغيير
- مسببات التغيير
- الاستعدادات المناسبة لمواجهة التغيير



شكل رقم (1 - 4) تغير كمية ثاني أكسيد الكربون في جزر هاواي خلال الفترة 1960-2013 ولحساب الآثار الموسمية هناك طريقتان:

- طريقة النسب للمتوسط المتحرك (مر سابقاً)
- طريقة إيجاد القيم المخلصة من أثر الاتجاه العام وذلك بقسمة طرفي المعادلة على  $(T_t)$
- طريقة النسب للمتوسط المتحرك، ويتم ذلك من خلال المعادلة التالية:
 
$$y_t = T_t \times C_t \times S_t \times R_t$$

حيث :  $y_t$  قيمة الظاهرة المدروسة في الفترة  $t$   
 $T_t$  قيمة المركبة الدورية في الفترة  $t$   
 $C_t$  قيمة مركبة الاتجاه العام في الفترة  $t$   
 $S_t$  قيمة المركبة الموسمية في الفترة  $t$   
 $R_t$  قيمة المركبة العشوائية في الفترة  $t$
- طريقة إيجاد القيم المخلصة من أثر الاتجاه العام وذلك بقسمة طرفي المعادلة على  $(T_t)$  والتي تمثل تأثير الاتجاه العام فنحصل بالتالي على المعادلة التالية:

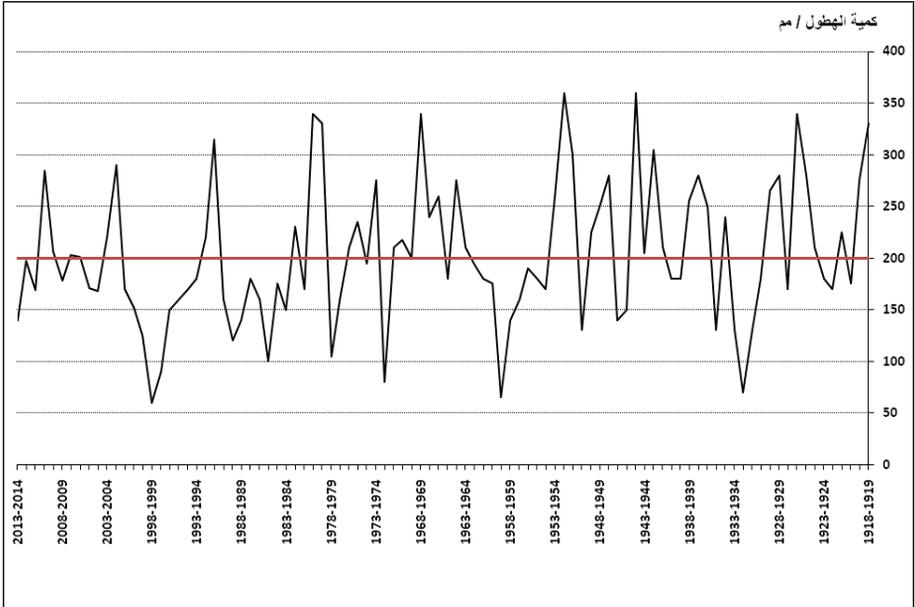
$$\frac{y_t}{T_t} = C_t \times S_t \times R_t$$

#### 6-2-4- التغيرات العرضية (غير المنتظمة) Random Variations:

تؤثر هذه التغيرات على السلسلة الزمنية بشكل عشوائي أو مفاجئ وغير منتظم،

وتمتاز هذه التغيرات بعدد من المميزات منها :

- إنها لا تحدث وفقا لقاعدة أو قانون
- قد تتكرر أو لا تتكرر
- تأثيرها غير ثابت فمرة تأثر بالنقص ومرة بالزيادة
- لا تستمر طويلا لذا يطلق عليها اسم التغيرات قصيرة الأجل



شكل رقم (1 - 5) تدبذات كمية الهطول السنوية في محطة دمشق (المزة) خلال الفترة 1918-2014

## الفصل السابع

### استخدام أسلوب التحليل الطيفي

#### في دراسة دورية العناصر المناخية واستنباط نماذج للتنبؤ بقيمها

يعد أسلوب التحليل الطيفي (التوافقي) أحد طرائق تحليل السلاسل الزمنية؛ لأنه يبحث وجود ذبذبات ودورات منتظمة في ظاهرة معينة عبر الزمن، أي أنه يبحث عن محتوى دوري في السلسلة الزمنية للظاهرة المدروسة. ويتم الكشف عن النمط الدوري المنتظم في المعلومات المدروسة في التحليل التوافقي بواسطة سلسلة من تطبيقات الجيوب وجيوب التمام وفي هذا البحث موجات جيوب وجيوب التمام تمثل الصعود والهبوط في قيم كميات الهطول السنوية عبر الزمن خلال الفترة الزمنية المدروسة. إذ الغرض من استخدام التحليل التوافقي في هذا البحث هو تقصي وجود دورات وذبذبات منتظمة أو شبه منتظمة في سلوك كميات الهطول السنوية عبر فترة زمنية طويلة، وذلك بهدف بناء توقعات إحصائية لكميات الهطول السنوية لتلك المدينة، اعتماداً على تلك الدورات المنتظمة، وتوظيف التحليل التوافقي في هذا البحث في بناء معادلة التنبؤ، وهي عبارة عن معادلة انحدار غير خطية توافقية يمكن إيرادها على النحو التالي:

$$y_t = \alpha + \beta * t + a_1 \sin(2\pi * f_1 * t) + b_1 \cos(2\pi * f_1 * t) + a_2 \sin(2\pi * f_1 * t) + \dots + a_k \sin(2\pi * f_k * t) + b_k \cos(2\pi * f_k * t).$$

حيث إن:

$y_t$  = كميات الهطول في سنة محددة.

$t$  = رقم السنة لترتيب السنوات التي تبدأ من (1) الممثل للسنة (1946-1947)م.

$\alpha$  = ثابت يمثل التقاطع وقد اشتق من معادلة الانحدار الخطي البسيط للعلاقة بين كمية الهطول السنوي والزمن.

$\beta$  = ميل خط الانحدار slope في النموذج وقد اشتق من معادلة الانحدار الخطي البسيط للعلاقة بين كميات الهطول والزمن.

$a_1, b_1, \dots, a_k, b_k$  : ساعات التحليل للتوافقات.

$f$  : (التواتر Frequency) عدد الموجات في التحليل التوافقي.

يتم اشتقاق كل من  $\alpha$  و  $\beta$  الواردة في المعادلة السابقة من معادلة الانحدار الخطي البسيط للعلاقة بين الزمن ( $t$ ) وكميات الهطول الممثلة بالرمز ( $y$ ). وهذه المعادلة هي:

$$Y = \alpha + \beta.t \quad \text{حيث إن:}$$

$Y$ : القيمة المتوقعة للمتغير التابع وهو هنا كمية الهطول السنوي.

$\alpha$ : التقاطع في نموذج الانحدار الخطي البسيط وهو قيمة  $y$  عندما ( $t = 0$ )

$\beta$ : الانحدار في نموذج الانحدار الخطي البسيط.  $t$ : مؤشر الزمن.

وبناء هذا النموذج يمر بمراحل للكشف عن النمط الدوري المنتظم في المعلومات المدروسة في التحليل التوافقي الذي يتم بواسطة سلسلة من تطبيقات الجيوب وجيوب التمام series of sine and cosine functions .

ولو افترضنا أننا نريد أن نمثل كامل السلسلة الزمنية بموجة واحدة، فإن ذلك يكون

على النحو التالي:

$$Y_i = b_1 \sin[(f_i \cdot t)2\pi] + b_2 \cos[(f_i \cdot t)2\pi] \quad (1)$$

$$b_1 = A \cos \Phi \quad (2)$$

$$b_2 = A \sin \Phi \quad (3)$$

والرموز في المعادلات الثلاث هي:

$Y_i$  = القيمة المتوقعة للمتغير المدروس في زمن معين.  $t$  = مؤشر الزمن.

$b_1, b_2$  = معاملات الانحدار الجزئية.  $f_i$  = عدد الذبذبات في كل تحليل توافقي.

$A$  = سعة التوافق.  $\Phi$  = زاوية الطور للتوافق.

وهنا القيمة  $\sin [(f_i) 2\pi]$  تمثل المتغير المستقل الأول في معادلة الانحدار غير الخطية والقيمة  $\cos [(f_i) 2\pi]$  تمثل المتغير المستقل الثاني في المعادلة. وهكذا لبقية التوافقات التي تعتبر عناصرها المتغيرات المستقلة في المعادلة. وحل المعادلة 2 و 3 بطريقة المربعات الصغرى المعروفة يعطي معاملات الانحدار الجزئية  $b_1, \dots, b_n$  لمعادلة الانحدار غير الخطية.

أما الحصول على السعات وزوايا الطور للتوافقات، فيتم على النحو التالي:

$$b_1^2 + b_2^2 = (A \cos \Phi)^2 + (A \sin \Phi)^2 = A^2 [(\cos^2 \Phi) + (\sin^2 \Phi)] = A^2$$

$$A = \sqrt{b_1^2 + b_2^2} \quad (4) \quad \text{إذا السعة تساوي:}$$

وزاوية الطور تحسب من العلاقتين:

$$\cos\Phi = b_1 / \sqrt{b_1^2 + b_2^2} \quad (5)$$

$$\sin\Phi = b_2 / \sqrt{b_1^2 + b_2^2} \quad (6)$$

وهكذا يمكن الحصول على السعة من المعادلة (4) و زاوية الطور من المعادلتين

(5) و(6). ولوضع تلك المعادلة في صيغة أسهل، نستخدم الخاصية التالية:

$$(\sin U)(\cos V) + (\cos U)(\sin V) = \sin(U + V) \quad (7)$$

ولو جعلنا  $U$  تساوي  $2\pi(f \cdot t)$  وجعلنا  $V = \Phi$ ، فإن المعادلة (1) يمكن كتابتها على النحو التالي:

$$Y(t) = a \sin[(f \cdot t)2\pi + \Phi] \quad (8)$$

وهذه المعادلة تمثل سلسلة زمنية من المعلومات بموجة توافقية واحدة. ويمكن

تمثيل تلك السلسلة الزمنية بموجات عديدة بسعات وترددات عديدة؛ وذلك للكشف عن النمط الدوري لتلك السلسلة الزمنية. وهنا تؤخذ الفصلية للمعلومات في الاعتبار. ويمكن التعبير عن تلك الموجات التوافقية بالمعادلة التالية:

$$Y(t) = \sum_{i=1}^K a_i \sin[(f_i t_i)2\pi + \Phi_i] \quad (9)$$

والتنبؤ في هنا يعتمد على كشف النمط الدوري لسلسلة زمنية من المعلومات تمتد

لفترة ما، وذلك عن طريق اعتماد مركبة واحدة [يجب تمام الزوايا (تجب: Cos)] كمتغيرات مستقلة في معادلة الانحدار التوافقية غير الخطية والتي يمكن كتابتها على النحو الآتي:

$$Tt = A + Bt + a_1 \cos[(f_1 t_1)2\pi + \Phi_1] + a_2 \cos[(f_2 t_2)2\pi + \Phi_2] + \dots + a_k \cos[(f_k t_k)2\pi + \Phi_k]. \quad (10)$$

يتم اشتقاق كل من (A و B) الواردة في المعادلة السابقة من معادلة الانحدار

الخطي البسيط (درجة أولى) للعلاقة بين الزمن (t) وكمية الهطل (أو درجة الحرارة) (y). من المعادلة:

$$Y = A + B.t$$

حيث: A: ثابت التقاطع من معادلة الانحدار الخطي البسيط بين كمية الهطل ودرجة الحرارة والزمن.

B: ميل خط الانحدار الخطي البسيط بين كمية الهطل أو درجة الحرارة والزمن.

## تحديد الدورة الزمنية التي يحدث فيها التكرار (الدورية):

يعد تقدير مركبة الدورة في تحليل السلاسل الزمنية من أهم الجوانب لتقدير طول الدورة ، وثمة أسلوبان رئيسيان في ذلك نذكر أولاهما بتقدير كثافة الطيف أو ما يسمى اقتران الطيف (Estimating the spectral density) وهذه الطريقة تعتمد على انتقاء نموذج من نماذج ARIMA المناسبة للسلسلة، أما الأسلوب الثاني باستخدام البيريودغرام أي بطريقة أوزان الدور (Period gram) التي تهيمن على السلسلة، وتحسب قيمة (period gram) بالعلاقة التالية:

$$I(w_j) = \frac{1}{n} \left| \sum_{t=1}^n y(t) \cdot e^{-i \cdot t \cdot w_j} \right|^2$$

حيث:  $w_j = \frac{2\pi \cdot j}{n}$ ,  $j = 0, 1, \dots, n/2$  ,  $i = \sqrt{-1}$

وعند أعلى قيمة لـ (period gram) يقترح وجود مركبة الدورة في البيانات عند التكرار  $w_j$ ، ويستخدم اختبار فيشر لاختبار معنوية الدور من خلال الإحصاء ( $\xi$ ) الذي يعطى بالشكل التالي:

$$\xi = \frac{I(w_q)}{(2/q) \sum_1^q I(w_j)}, I(w_q) = \max(I(w_j))$$

حيث يستخدم لاختبار الفرضية الصفرية القائلة: إن البيانات عبارة عن متسلسلة ضجيج أبيض والفرضية البديلة وجود مركبة الدور، ولا نستطيع رفض الفرضية البديلة إذا كانت قيمة الاختبار  $\xi \leq 0.1$

ويتم حساب الدورية ومعاملات مركبات التحليل الطيفي باستخدام البرنامج الإحصائي Statistical-0.7 وذلك بالاعتماد على بيانات كميات الهطل السنوية للمحطة، كما يتم رسم الأشكال البيانية باستخدام برنامج Excel .

## نتائج التطبيق على محطة الحسكة والمناقشة:

تبين نتائج تطبيق التحليل الطيفي سلوك سلسلة كميات الهطول في محطة الحسكة وحددت الدورية التكرارية للهطول، لذا تمّ تحديد مركبات التحليل الطيفي لكميات الهطول، وعُيّن بعد كل مركبة تضاف ما تفسره هذه المركبة من سلسلة كميات الهطول

الأساسية ، حتى غدت التسلسلة المقدرة تفسر ما لا يقل عن (80%) من التسلسلة الأصلية لكل محطة على حده.

وكان عدد المركبات التي تم إضافتها (12) مركبة فوق الاتجاه العام ليصبح معامل التحديد يفسر (81%) من التسلسلة الأصلية، وتم حساب المركبات والتوقع بكميات الهطول من خلال البرنامج الإحصائي (Statistical-0.7)، حيث تم اختيار أفضل (12) قيمة مختبرة وذات دلالة مهمة للدور .

يبين الجداول ( ) نتائج التحليل الطيفي لبيانات كميات الهطل السنوية لخمسين سنة للمحطة ويتضح فيها المركبات الأكثر تدخلًا بالتسلسل الأصلية مع دور كل موجة (مركبة)، كما تبين الأدوار مرتبة حسب وزن الدور، وتبين أيضاً تردد الأدوار وكثافتها الطيفية علماً بأن قيم الأدوار المذكورة ذات دلالة مهمة إحصائياً وفق اختبار فيشر بالاعتماد على قيم الكثافة الطيفية باستخدام البرنامج الإحصائي (Statistical-0.7).

ومن دراسة الجدول رقم ( ) الذي يبين نتائج التحليل الطيفي لكميات الهطول السنوية في الحسكة والشكل ( ) يمكن تسجيل النتائج الآتية:

- 1- الدور الأكثر هيمنة هو (2.38) سنة أي ما يعادل سنتين و5 أشهر، ويمكن أن نعد سنتين ونصف متوسط الدور الأكثر هيمنة في هذا الجدول كما يبين ذلك العمود الخاص بوزن الدور (دور قصير).
- 2- الدور الثاني الأكثر هيمنة يتراوح بين (3-6) سنوات (قصير).
- 3- الدور الثالث هما 8 سنوات و 12.5 سنة (دور متوسط).
- 4- الدور الرابع يبلغ طوله نحو 25 سنة (دور طويل).

## جدول (1 - 6)

يبين قيم معاملات فورييه لكل مركبة حسب قيم أوزان الدور، وقيم السعة لكل مركبة تم اختيارها بالإضافة لزاوية الصفحة الابتدائية والمسماة بالطور. لمحطة الحسكة

التردد f	معامل Cosine	معامل Sine	السعة	الدور	نبض المركبة	الطور (kΦ)	أوزان الدور
Frequency	Coeffs(ai)	Coeffs(bi)	Ai	Period	W=2π* F	Arctan(bi/ai)	Periodog
0.42	43.50-	29.97	52.83	2.38	2.64	0.60-	69,766.07
0.38	28.24	33.79	44.04	2.63	2.39	0.87	48,491.64
0.24	31.70-	29.31-	43.17	4.17	1.51	0.75	46,593.32
0.12	19.47	35.93	40.87	8.33	0.75	1.07	41,753.24
0.16	9.22-	38.09	39.19	6.25	1.00	1.33-	38,404.36
0.32	25.16-	22.25-	33.59	3.13	2.01	0.72	28,204.99
0.44	12.63-	29.57-	32.15	2.27	2.76	1.17	25,846.52
0.34	26.30-	18.05-	31.90	2.94	2.14	0.60	25,435.52
0.30	1.27-	27.06	27.09	3.33	1.88	1.52-	18,352.69
0.18	25.24-	0.23-	25.24	5.56	1.13	0.01	15,926.54
0.04	5.87-	24.51	25.20	25.00	0.25	1.34-	15,876.04
0.08	19.77-	15.61-	25.19	12.50	0.50	0.67	15,869.12

- الجدول من حساب الباحث بالاعتماد باستخدام البرنامج الإحصائي (Statistical-0.7):

تم حساب  $A_i$  من العلاقة:  $A_i = [(Coeffs a_i)^2 + (Coffes b_i)^2]^{0.5}$

$W = 2\pi \times F$  من العلاقة  $W$  تم حساب نبض المركبة

-5 تم حساب الطور (kΦ) من العلاقة  $k\Phi = ATAN(b_i/a_i)$

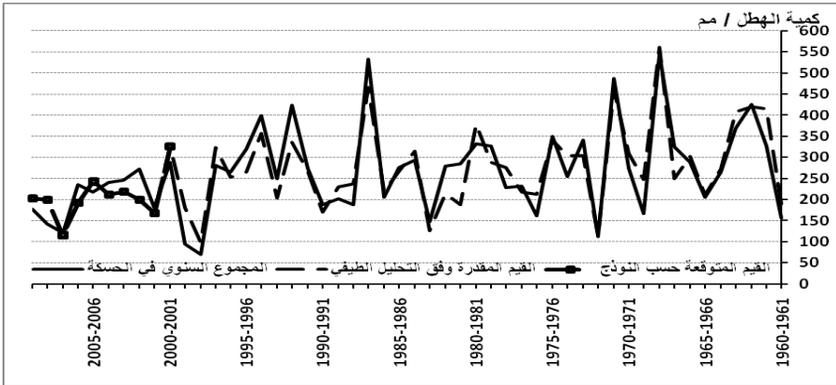
## تقدير كميات الهطل السنوية

يساعد الجدول السابق في الحصول على النموذج المقدر لكميات الهطول، وبإضافة كل مركبة نحصل على السلسلة المقدره لكميات الهطول بدأ من المركبة الأولى المشار إليها بالجدول المذكور على التتالي حتى يصبح معامل التحديد يتجاوز (80%)، فنحصل على نموذج لتقدير كميات الهطول السنوية وتتألف من اثنتي عشرة مركبة، وبإضافة قيم ثوابت (A , B) وهي ثوابت معادلة الانحدار من الدرجة الأولى نحصل على معادلة النموذج لسلسلة فورييه لكميات الهطول السنوية المقدره حسب بيانات الفترة (1960-2010) على النحو الآتي :

نموذج ( 1-1 ) معادلة لتقدير كميات الهطل السنوية في محطة الحسكة:

$$\begin{aligned} \tilde{Y}(t) = & [330.1 + (-2.469 \times t)] + 52.8 \times \cos[(2.64 \times t) - 0.60] + \\ & 44.04 \times \cos[(2.39 \times t) + 0.87] + 43.17 \times \cos[(1.51 \times t) + 0.75] + \\ & 40.87 \times \cos[(0.75 \times t) + 1.07] + 39.19 \cdot \cos[(1 \times t) - 1.33] + \\ & 33.59 \times \cos[(2.01 \times t) + 0.72] + 32.15 \times \cos[(2.76 \times t) + 1.17] + \\ & 31.90 \times \cos[(2.14 \times t) + 0.60] + 27.09 \times \cos[(1.88 \times t) - 1.52] + \\ & 25.24 \times \cos[(1.13 \times t) + 0.01] + 25.20 \times \cos[(0.25 \times t) - 1.34] + \\ & 25.19 \times \cos[(0.50 \times t) + 0.67] \end{aligned}$$

وللتأكد من جودة النماذج، تم تطبيق أسلوب الانحدار البسيط بين القيم الحقيقية والقيم المتوقعة، والنتائج الإحصائية لذلك توضح جودة النماذج ، حيث أظهرت نتائج تحليل الانحدار بين القيم الحقيقية والمتوقعة أن معامل التحديد ( $R^2=0.83$ ). والشكل ( ) : يبين كميات الهطول السنوية في محطة الحسكة والكميات المقدرة حسب النموذج والمختبرة للفترة 2010-2001.



شكل ( 1 - 6 ): كميات الهطول السنوية في محطة الحسكة والكميات المقدرة حسب النموذج والمختبرة للفترة 2010-2001.

## نتائج التطبيق على درجات الحرارة الشهرية لمحطة حلب<sup>1</sup>:

1 - فواز الموسى ، أميرة عبيدو ، إباد الحمادة التحليل التوافقي لمعدلات درجات الحرارة الشهرية في حلب ، مجلة بحوث جامعة حلب، سلسلة العلوم الاقتصادية والقانونية ، العدد 80 لعام 2012.

لقد أعطى تحليل الانحدار البسيط للعلاقة بين الزمن (t) والممثل بـ (492) شهراً ومتوسط درجة الحرارة لمدينة حلب (y) النتائج التالية:

$$A=17.01, B=0.002, R=0.001$$

تم توظيف نتائج كل من المعاملين A و B في المعادلة الرئيسية وهي معادلة الانحدار غير الخطي التوافقية مع العلم أنه تم اختبار المعاملين وأن (A) ذي معنوية إحصائية بخلاف المعامل الثاني الدال على الميل (B)، ونتيجة معامل الارتباط التي بلغت (R = 0.001) شجعت كثيراً في مواصلة البحث إذ إن الانحدار الخطي البسيط لا يستطع تفسير السلسلة الأصلية لمعدلات درجات الحرارة بسبب شبه انعدام معامل الارتباط الخطي، وقيمة الميل لمعادلة الانحدار شبه معدومة أيضاً مما يوحي أن خط الانحدار موازي للزمن، وبالتالي ما من ارتباط خطي مع الزمن مما يعطي مبرراً قوياً لاستخدام الانحدار غير الخطي مثل التحليل التوافقي، للكشف عن النمط الدوري للتغير في درجة الحرارة بواسطته.

أما نتائج التحليل التوافقي للبيانات الشهرية الممتدة من 1965 إلى 2005م، فقد أخرجت لنا العناصر الضرورية لتطبيق معادلة التنبؤ السابقة الذكر. وهذه العناصر تمثل سعة التوافقات لكل واحد من التوافقات.

وتم الاعتماد على المركبة ذات الوزن الأكبر للدور الذي يهيمن على السلسلة والذي تبين أن قدره (12) شهراً وقيمة اختبار فيشر  $0.09 \leq \xi$ ، وبالتالي لا يمكن رفض الفرضية البديلة كون المركبة ذات الدور (12) شهراً مهيمنة على تلك السلسلة وأظهرت نتائج التحليل التوافقي أنها تفسر (89%) من المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة في مدينة حلب خلال فترة الدراسة. لذ يكتفى بمركبة واحدة في التحليل الطيفي وبقية المركبات بسعاتها وأدوارها تستعرض في الجدول (1-7) الذي يبين وجود أدوار أخرى تؤثر على السلسلة واختبار فيشر يؤيد ذلك فلا يمكن رفض الفرضية البديلة من أجل المركبات التي لها دور قصير حوالي السنتين أو من أجل الدور المتوسط مثل السنتين شهراً أي (5) سنوات.

### جدول رقم جدول (1 - 7)

قيم سعة التوافقات العشرة مرتبة وفق أوزان كل دور لكل توافق (مركبة)  
معتمدة في معادلة التنبؤ وقيم ثوابت معاملات فوربييه في النموذج

Spectral analysis: VAR: (Aleppo Tem) No. of cases: 492 Largest Periodog. Values					
f		b <sub>1</sub>	a <sub>1</sub>		
Frequency	Period	Cosine Coeffs	Sine Coeffs	Periodogram	Density
0.083333	12.00000	-11.4450	-1.67348	32912.15	14694.99
0.166667	6.00000	-0.2327	0.76186	156.11	71.64
0.016667	60.00000	0.3907	-0.00281	27.48	16.18
0.100000	10.00000	0.2525	0.21954	20.15	11.67
0.122222	8.18182	-0.1465	-0.28550	18.54	9.60
0.047222	21.17647	0.0693	-0.30274	17.36	8.84
0.116667	8.57143	-0.2917	-0.10650	17.36	9.07
0.400000	2.50000	0.2720	-0.14932	17.33	8.48
0.033333	30.00000	-0.3000	-0.04650	16.59	11.42
0.175000	5.71429	0.0338	0.28432	14.76	10.28

وتوظيف العناصر الواردة في الجدول أعلاه في معادلة الانحدار التوافقية السالفة الذكر تمكن من التنبؤ بمتوسطات درجة الحرارة في مدينة حلب. على سبيل المثال درجة الحرارة المتوقعة لشهر يوليو من عام 1965م وهو الشهر السابع في مؤشر الزمن t يمكن حسابها بواسطة المعادلة (I) بناء على مخرجات التحليل التوافقي الواردة في جدول رقم (1) اللاحق على النحو التالي:

$$Y_t = 17.01 + (0.002 \times 7) + (-1.67348) \times \sin(2\pi \times 0.08333 \times 7) + (-11.445) \times \cos(2\pi \times 0.08333 \times 7) = 28.3$$

مع العلم أن متوسط درجة الحرارة الحقيقية لذلك الشهر كانت 27.8 درجة مئوية.

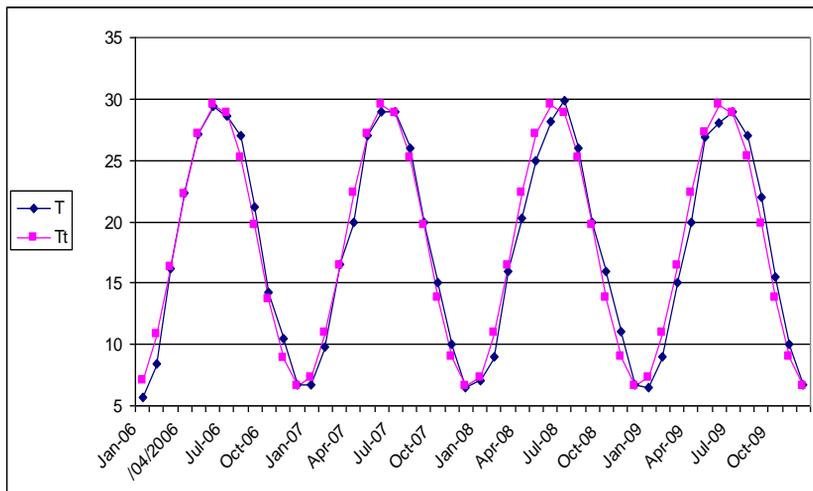
إن مقارنة درجات الحرارة المتوقعة بدرجات الحرارة الفعلية للفترة المدروسة (1965-2005م) توضح أن الفروق بين القيم الحقيقية التي دخلت في بناء النموذج والقيم المتوقعة خلال فترة الدراسة صغيرة، حيث بلغ متوسط الفروق المطلقة 1.8 درجة مئوية. وللتأكد من جودة النموذج، تم تطبيق أسلوب الانحدار البسيط بين القيم الحقيقية والقيم المتوقعة، والنتائج الإحصائية لذلك توضح جودة نموذج التنبؤ التوافقي، حيث أظهرت نتائج تحليل الانحدار بين القيم الحقيقية والمتوقعة أن معامل التحديد  $R^2=0.80$

أي أن السلسلة المقدره تفسر (80%) من السلسلة الأصلية، حيث الخطأ المعياري يساوي (SEE = 2.1) ومؤشر قيمة معنوية F في تحليل التباين بنموذج الانحدار تساوي (F.Sig=0.00)، فالسلسلة المقدره لمعدلات درجات الحرارة تفسر بنسبة جيدة معدلات درجات الحرارة التي دخلت في بناء هذا النموذج إذ ثمة ارتباط خطي بين سلسلة معدلات درجات الحرارة المقدره والحقيقية، ويمكن اختبار معنوية معامل الارتباط باختبار الفرضية الابتدائية كون معامل الارتباط يساوي (0.89) ونتيجة الاختبار تدل أنه لا يمكن رفضها.

وللمزيد من الموضوعية تم تطبيق هذا النموذج لتوقع متوسطات درجات الحرارة الشهرية في مدينة حلب لفترة زمنية لم تدخل في بناء نموذج التنبؤ التوافقي، وهذه المعلومات المستقلة ممثلة في الفترة ما بين كانون الثاني 2006م إلى كانون الأول 2009م (48 شهرا). أظهرت النتائج هناك تقاربا بين القيم الحقيقية والقيم المتوقعة حيث بلغ متوسط الفروق أقل من درجة مئوية واحدة وهو 0,99 درجة مئوية.

كما تم تطبيق أسلوب الانحدار بين القيم الحقيقية كمتغير مستقل والقيم المتوقعة كمتغير تابع. والنتائج الإحصائية أظهرت أن معامل التحديد  $R^2=0.97$  والخطأ المعياري يساوي  $SEE= 1.3$  وبالتالي فالسلسلة المقدره تفسر (97%) من السلسلة الأصلية التي لم تدخل في بناء هذا النموذج وثمة ارتباط خطي بسيط بين السلسلتين وقيمة معنوية F في تحليل التباين في نموذج الانحدار (F Sig = 0.00)، وهذه النتائج الإحصائية، تبين جودة النموذج وتؤكد إمكانية الاستعانة به عند التوقع بمتوسط درجة الحرارة الفصلية والشهرية لمدينة حلب.

ولابد من الإشارة إلى نقطة مهمة، وهي أن تسلسل الشهر من شهر (1) فصاعدا (مؤشر الزمن) يدخل في بناء التنبؤ ويؤثر على النتيجة. وتأثيره على النتيجة هنا يتمثل في أن بلوغ مؤشر الزمن أرقاماً كبيرة جداً يجعل النتائج المتحصّل عليها عند تطبيق النموذج كبيرة أيضا وبعبدة عن الواقع. بناء على ذلك، وحيث إن التنبؤ مبني على النمط الدوري في المعلومات لمدة 40 سنة، فإنه يجب إعادة بناء النموذج كل عشر سنوات تقريبا بناء على معلومات جديدة. فمثلا للتوقع درجات الحرارة للفترة ما بين 2011 إلى 2020 يجب إعادة بناء النموذج بناء على المعلومات الممتدة للفترة ما بين 1965م إلى 2010م وهكذا.



المصدر من إنشاء الباحث.

شكل رقم 1 - 7. مقارنة بين القيم الحقيقية والقيم المتوقعة لمتوسط درجة الحرارة الشهرية لمدينة حلب للمفترة ما بين كانون الثاني 2006م (1 في مؤشر الزمن) إلى كانون الأول 2009م (48 شهراً).



## **الباب الثاني**

### **العلاقات والمعادلات المناخية الخاصة**

الفصل الأول: قوانين الغازات (الهواء)

الفصل الثاني: قوانين الطاقة والحرارة

الفصل الثالث: قوانين الضغط الجوي والرياح

الفصل الرابع: قوانين الرطوبة الجوية والتبخر

الفصل الخامس: قوانين التكاثف والتهطال



## الفصل الأول

### قوانين الغازات (الهواء)

يحيط بالكرة الأرضية غلاف غازي - يعرف بالغلاف الجوي - أو الغلاف الغازي، يتصف بخصائص تميزه عن غيره من أغلفة الكواكب الأخرى من المنظومة الشمسية. تتمثل المتغيرات الرئيسية في الغلاف الجوي ب: الكثافة، الحجم، درجة الحرارة، والضغط الجوي، حيث أن أي تغيير في أي متغير منها لا بد أن يصاحبه تغيير في المتغير الآخر. وينطبق على غازات الغلاف الجوي القوانين الأساسية للغاز، وكأنها غاز واحد. وعلى دارس المناخ أن يكون ملماً بالقوانين التالية من قوانين الغازات.

#### 1 . قانون شارل (Charle's):<sup>(1)</sup>

يربط هذا القانون تغير حجم الهواء بدرجة حرارته شريطة بقاء الضغط ثابتاً. ولذا فإن هذا القانون ينص على أنه؛ في حال بقاء الضغط ثابتاً، فإن حجم الهواء يتناسب طردياً بشكل مباشر مع درجة حرارته المطلقة، والعكس صحيح. ويأخذ قانون (شارل) الشكل الآتي:

$$V=a \times T$$

حيث:  $V$  = حجم الهواء

$a$  = ثابت (خاص بالضغط الجوي)

$T$  = درجة حرارة الهواء (درجة مطلقة K).

$$V=V_0 \left( \frac{T}{T_0} \right) \quad \text{أو}$$

حيث:  $V$  = الحجم عند درجة الحرارة (  $T$  ) ،  $T$  = درجة الحرارة (مطلقة).

$V_0$  = الحجم عند درجة الحرارة صفر مطلقة ( - 273 م°).

$T_0$  = درجة حرارة الصفر المطلق ( - 273 م°).

ويمكن كتابة القانون السابق بالصورة الآتية:

---

(1) . شارل (Jacques. A.C. Charles)؛ عالم طبيعة وكيمياء فرنسي، عاش في أثناء الفترة ( 1746م -

1823م).

$$\frac{V}{V_0} = \frac{T}{T_0}$$

ولقد وضع (شارل) قانوناً آخر، ينص على أنه؛ في حالة ثبات كتلة من الغاز، فإنه مع ثبات حجمها فإن ضغط الغاز يتناسب طردياً مع درجة حرارته المطلقة؛ أي<sup>(1)</sup>:

$$P = P_0 \frac{T}{T_0}$$

حيث: P = الضغط عند درجة الحرارة T (K).

T = درجة الحرارة (مطلقة).

P<sub>0</sub> = الضغط عند درجة الحرارة صفر مطلقة ( - 273 م°).

T<sub>0</sub> = درجة حرارة الصفر المطلق ( - 273 م°).

2 . قانون بويل (Boyl's)<sup>(2)</sup>:

ينص هذا القانون، على أنه عند بقاء درجة الحرارة ثابتة، فإن حجم كتلة من الغاز يختلف بصورة عكسية مع ضغطها؛ أي:

$$P = \frac{a_T}{V}$$

أو

$$P \times V = a_T$$

حيث:

P = الحجم النوعي

a<sub>T</sub> = ثابت (تتوقف قيمته على درجة الحرارة)

V = الضغط.

T = درجة الحرارة (مطلقة).

3 . قانون الغازات العام:

(1) – Wallace, J. M. & Hobbs, P.V; Op. cit, p. 48.

(2) . السير روبرت بويل؛ عالم طبيعة وكيمياء بريطاني، ولد عام (1627م) وتوفي عام (1691م). وقد وضع قانون الشهير عام (1662م).

يربط هذا القانون ما بين الضغط الحجم النوعي ودرجة الحرارة المطلقة في علاقة واحدة، على الشكل التالي:

$$P \times V = RmT$$

حيث :  $P$  = الحجم النوعي

$V$  = الضغط.

$m$  : كتلة الهواء

$R$  : ثابت الغاز، ويختلف من غاز إلى آخر.

$T$  : درجة الحرارة (مطلقة).

وفي حال الغلاف الجوي، فإنه من الملائم أكثر استعمال الكثافة  $Q = \frac{m}{V}$

حيث:  $m$  = الكتلة بدلاً من الحجم ، وعليه فإن قانون الغاز العام يمكن أن يركب ليعطي العلاقة التالية التي تعرف بمعادلة الحالة (Equation of State):

$$P = RQT$$

حيث:

$P$  : الضغط الجوي

$R$  = ثابت الغاز (للحواء الجاف).

$$Q = \frac{m}{V} = \text{الكثافة} = \frac{\text{الكتلة}}{\text{الحجم}}$$

$T$  : درجة الحرارة (مطلقة).

وهكذا يمكن معرفة كثافة الحواء الجاف، أو ضغطه، أو درجة حرارته باستخدام هذه المعادلة. غير أن الحواء في طبقة التروبوسفير يحتوي على بخار ماء الذي تقل كثافته عن كثافة الحواء الجاف، والنسبة بين كثافة بخار الماء والحواء الجاف تبلغ (5/8) ، ولذا فإن الحواء الرطب أقل كثافة من الحواء الجاف عند درجة الحرارة نفسها. وكلما زادت كمية البخار في الجو كلما قلت كثافة الحواء.

4 . قانون دالتون (J. Dalton):

إن الهواء خليط من الغازات يخضع لقانون الكيمياء البريطاني جون دالتون (1766 . 1844م) للضغوط الجزئية، الذي يقر: «أن الضغط الجوي المبذول من قبل خليط من الغازات . غير المتفاعلة كيميائياً . يساوي مجموع الضغوط الجزئية لتلك الغازات.

$$P = P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + \dots$$

والضغط الجزئي لغاز؛ هو الضغط الذي يمارسه الغاز عند درجة الحرارة نفسها التي للخليط، إذا ما احتل الغاز لوحده الحجم الذي يحتله الخليط».

وإذا اعتبرنا  $V$  حجم الهواء الكلي عند درجة الحرارة  $T$  و  $P$  الضغط الجوي الكلي الذي تمارسه كتلة الهواء الجاف ( $m$ ) وكتلة بخار الماء ( $mh$ ) و  $d$  كثافة الهواء العامة فإن كثافة الهواء الرطب  $d_w$  وكثافة الهواء الجاف  $d_s$  تعطي العلاقة الآتية:

$$d_w = \frac{mh}{V} \quad d_s = \frac{m}{V}$$

وبتطبيق معادلة الغاز المثالي بالنسبة لبخار الماء والهواء الجاف، فإن:

$$P_h = d_h \frac{RT}{\mu} \quad P_s = d_s \frac{RT}{\mu}$$

ومن قانون دالتون للضغوط الجزئية:

$$P = P_h + P_s$$

حيث أن:

$$P = \text{الضغط الكلي}$$

$$P_h : \text{ضغط الهواء الرطب}$$

$$P_s : \text{ضغط الهواء الجاف}$$

$$\mu : \text{الكتلة الجزيئية للهواء}$$

## الفصل الثاني

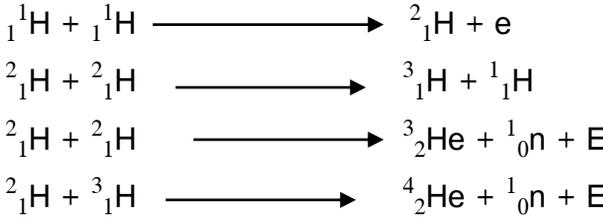
### قوانين الطاقة والحرارة

المقصود بالطاقة الشمسية، أو بالطاقة الإشعاعية؛ تلك الطاقة غير الجسمية ، كالطاقة الحرارية، والضوئية المنتشرة في الفراغ أو خلال وسط مادي على هيئة موجات كهرومغناطيسية (Electromagnetic) بسرعة تعادل سرعة الضوء (300 ألف كيلومتر في الثانية).

#### 1- تولد الطاقة الشمسية:

تشبه الشمس بفرن ذري عظيم، تتحول في نواتها ذرات الهيدروجين ( ${}^1_1\text{H}$ ) بواسطة الاندماج الذري إلى ذرات هيليوم ( ${}^4_2\text{He}$ ) مطلق طاقة حرارية هائلة (E) ونيوترونات ( ${}^1_0\text{n}$ ) وبزوترونات ( $e^+$ ) وغيرها من الجسيمات الناتجة عن تفكك ذرات الهيدروجين واندماجها.

يبدء الاندماج الذري باندماج نويات ( ${}^1_1\text{H}$ ) منتجة نظائر الهيدروجين ديوتيريوم ( ${}^2_1\text{H}$ ) وتريتيوم ( ${}^3_1\text{H}$ ) وتحولها إلى ذرات هليوم.



وتتولى الاندماجات الذرية مترامنة مع بعضها البعض وتستمر، باستمرارها يستمر تدفق الطاقة الشمسية الحرارية الهائلة . ويتم إنتاج الطاقة وفقاً للنظرية النسبية لآينشتاين:

$$E=mc^2 \text{ erg}$$

حيث : E = الطاقة الحرارية المتدفقة ( ايرج أو حريرة )<sup>(1)</sup>

m = كتلة الذرات المندمجة . c = سرعة الضوء (300 × 10<sup>8</sup> سم /ثا)

---

1 - ايرج (erg): وحدة لقياس الطاقة الحرارية والعمل في وحدة (cgs)، وكل 1 حريرة = 4.187 × 10<sup>7</sup> ايرج  
وكل 1 جول أو 1 واط = 10<sup>7</sup> ايرج

وتعد الشمس المصدر الوحيد لحرارة جو الأرض وسطحها، إذ أنها تقدم حوالي (99.97%) من الطاقة للأرض التي تستعمل في أغراض مختلفة في منظومة الأرض . الجو<sup>(1)</sup>. ويقدر أن الشمس تشع في الدقيقة الواحدة ما يقارب من  $10 \times 56 \times 10^{26}$  حريرة ( $10 \times 6.26 \times 10^7$  واط/م<sup>2</sup>) من الطاقة التي يصل منها إلى سطح الأرض فقط (2000 مليون/1) من مجمل الطاقة الشمسية المنبعثة إلى الفضاء .

غير أن هذه النسبة البسيطة أكبر بحوالي (30.000) مرة من مجمل الطاقة المستهلكة في العالم سنوياً. وهذا مؤشر على ضخامة الطاقة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض، ومدى توافرها لحل الكثير من أزمات الطاقة المعاصرة والمستقبلية في العالم.

والشمس عبارة عن كتلة ملتهبة من الغازات التي تزيد درجة حرارة سطحها على (6000 م) لتصل في مركزها إلى (20) مليون درجة مئوية، والتي تطلق كميات هائلة من الطاقة تنتقل عبر الفضاء بصورة موجات كهرومغناطيسية (أشعة كهرومغناطيسية) بسرعة تعادل (300) ألف كم/ثا ليصل جزءاً منها إلى سطح الأرض<sup>(2)</sup>.

ونتيجة لكون البعد الوسطي للأرض عن الشمس يقدر بحوالي (150) مليون كم، لذا فإن الطاقة المنقولة من الشمس تتطلب حتى تصل إلى سطح الأرض قرابة:

$$8.5 \text{ دقيقة} = \left( \frac{150.000.000}{60 \times 300.000} \right) .$$

وتعد كمية الطاقة المنبعثة من الشمس والواصلة إلى الأرض، مسؤولة عن معظم التغيرات والعمليات الفيزيائية والكيميائية التي تتم على سطح الأرض وفي جوها. فالشمس

(1) . إن الباقي من الطاقة وقدره (0.03) يتلقاه سطح الأرض من مصادر مختلفة، متمثلة في الطاقة المستمدة من جوف الأرض، وطاقة النجوم (إشعاع النجوم) وطاقة المد والجزر.. الخ.

(2) - تسير جميع الأمواج الكهرومغناطيسية في الفراغ بسرعة الضوء (300 ألف كم / ثانية) . بالإضافة إلى الأشعة الكهرومغناطيسية التي هي المظهر المميز والغالب للأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض، هناك أنموذج آخر من الأشعة التي تشغل نسبة محدودة جداً من الأشعة الشمسية تعرف بالأشعة الجسمية (Crepuscular. R) التي تحتوي على: أشعة ألفا، وأشعة بيتا، والأشعة الكاثودية (Cathode. R).

ولا تزيد نسبة هذه الأشعة عن  $1/1000000$  من مجمل الطاقة الشمسية التي يتلقاها سطح الأرض وغلافها الجوي .

تمد مناطق اليابسة والسطوح المائية والغلاف الجوي بالطاقة<sup>(1)</sup>. وبينما تنتقل هذه الطاقة إلى كل من هذه المناطق، ومن منطقة إلى أخرى، فإن مكونات الأرض تتحرك، وعليه فإن شكل الأرض يتعرض أيضاً للتغيير. وتخترن الطاقة المستمدة من الشمس أحياناً فترة من الزمن قبل انطلاقها لإحداث تغييرات في البيئة المحيطة بنا.

## 2- تصنيف الإشعاع:

يصنف الإشعاع عادة تبعاً لمقدار تردد موجاته، وطولها: والتردد **Frequency (F)**؛ هو عبارة عن عدد الموجات الكهرومغناطيسية التي تمر على نقطة ما في وحدة الزمن (موجة / ثانية = هيرتز).

ويعني تردد الأمواج الإشعاعية الكهرومغناطيسية عدد هذه الأمواج التي تعبر حداً معيناً خلال ثانية من الزمن أو بكلمة أخرى يعبر عن عدد الأمواج الإشعاعية الحاصلة خلال المسافة التي تقطعها هذه الأمواج خلال واحدة الزمن ( ثانية واحدة ). ويمكن التعبير عن هذه المسافة "بالمسافة الزمنية" ولأن هذه الأمواج تنطلق بسرعة واحدة، هي سرعة الضوء قاطع مسافة  $10 \times 300^3$  كم بالثانية الواحدة، فيعبر عن هذه المسافة الزمنية "بالثانية الضوئية"، وهي أصغر وحدة في ما يعرف بوحدات المسافة الضوئية، إذاً فالثانية الضوئية ومضاعفاتها ( دقيقة، ساعة، يوم، سنة ضوئية ) ليست واحداً لقياس الزمن، بل هي واحداً لقياس المسافات، تستخدم في قياس المسافات الشاسعة في الفضاء بين الأجرام السماوية، كما هو الحال في استخدام الوحدة الفلكية، وتحدد سرعة الموجة؛ بالمسافة التي تقطعها موجة واحدة في وحدة زمنية، أي:

$$F = C / \lambda$$

$F$  = تردد الأمواج الشعاعية (موجة / ثا)

$C$  = المسافة التي تقطعها الأمواج الإشعاعية للكهرومغناطيسية (1ثانية ضوئية) =  $10 \times 300^3$  كم/ثا

$\lambda$  = حرف إغريقي (لامبدا  $\Lambda$ ) يمثل طول الموجة الإشعاعية الكهرومغناطيسية

(1). يمكن أن توجد الطاقة بصورة مختلفة، كالآتي: (أ . طاقة كامنة. ب . طاقة حركية. ج . طاقة حرارية د . طاقة كيميائية ه . طاقة نووية . مختزنة في نوى الذرات . و . طاقة إشعاعية).

وتقاس كل من C و  $\lambda$  بنفس الوحدات المترية وأجزائها : 1 كيلو متر (كم) =  $10^3$  متر (م) =  $10^5$  سننيمتر (سم) =  $10^6$  ميليمتر (مم) =  $10^9$  مايكرومتر (مكم) =  $10^{12}$  نانومتر (نم) =  $10^{13}$  انجستروم (انج) =  $10^{15}$

**وطول الموجة؛** يقصد بطول الموجة المسافة الفاصلة بين قمتي أو قعري موجتين إشعاعيتين متتاليتين (الشكل). وتستخدم الوحدات المترية وأجزائها في قياسها، فتقاس الطويلة منها بوحدة المتر (م) بينما تقاس القصيرة منها بوحدة المايكرومتر UM (مايكرون) ويساوي  $10^{-6}$  م أو النانومتر (nm) ويساوي  $10^{-9}$  م أو الانجستروم انج ويساوي  $10^{-10}$  م

ونتيجة للعلاقة ما بين سرعة الموجة وترددها وطولها، فإن طول الموجة يحسب من العلاقة التالية:

$$\lambda = C / F$$

$\lambda$  = طول الموجة الإشعاعية الكهرومغناطيسية

F = تردد الأمواج الشعاعية (موجة /ثا)

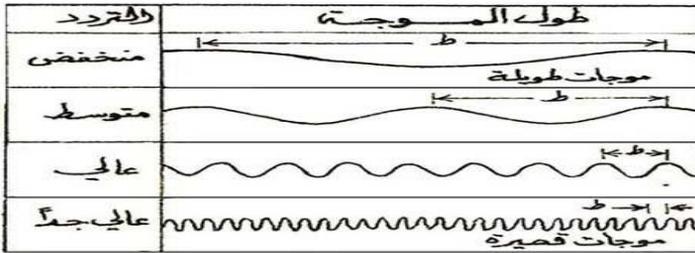
C = المسافة التي تقطعها الأمواج الإشعاعية للكهرومغناطيسية (1ثانية ضوئية) =  $300 \times 10^3$  كم/ثا

وكلما تدنى طول الموجة ازداد التردد، والعكس صحيح ويمكن ربط الخصائص

الثلاث السابقة مع بعضها بعضاً على النحو الآتي:

$$C = \lambda F$$

والسرعة التي تنطلق فيها الأمواج الإشعاعية هي نفسها سرعة الضوء.



شكل رقم (2 - 1) العلاقة بين طول الموجات الإشعاعية وترددها

ولما كانت قيم التردد كبيرة في حال الموجات الكهرومغناطيسية، فقد استخدمت أطوال الموجات أو الأعداد الموجية في تصنيف الإشعاع<sup>(1)</sup>.

ويصنف الإشعاع الكهرومغناطيسي وفقاً لطول موجاته ومدى ترددها، على النحو التالي كما هو مبين في الجدول (1 - 2)، والشكل (1 - 2).

الجدول رقم (1 - 2)

أمواج الأشعة الشمسية الكهرومغناطيسية وأقاليمها الرئيسية وأطوالها مقاسة بالنانومتر (nm) وتردداتها (F) مقاسة بالهرتز (Hz) وترتت<sup>2</sup>

تردد الأمواج (F) (Hz.هز)	طول الأمواج (λ) (nm.نم)	أقاليم أمواج الأشعة الشمسية الكهرومغناطيسية
$10^3 \times 10^{12} - 10^3 \times 10^{19}$	$10^4 - 10^2$	أشعة جاما الكونية الأشعة السينية X
$10^3 \times 10^{18} - 10^3 \times 10^{19}$	$10^2 - 0.1$	أشعة سينية قاسية HX
$10^3 \times 10^{17} - 10^3 \times 10^{18}$	1 - 0.1	أشعة سنية ليند SX الأشعة فوق البنفسجية UV
$10^3 \times 10^{17} - 10^3 \times 1.5 \times 10^{15}$	1 - 200	أشعة فوق بنفسجية EUV
$10^3 \times 1510 - 10^3 \times 15$	200 - 300	أشعة فوق بنفسجية بعيدة FUV
$10^3 \times 1510 \times 9.4 \times 10^{14}$	300 - 320	أشعة فوق بنفسجية قريبة NUV الأشعة الضوئية البيضاء المرئية VL
$10^3 \times 9.4 \times 10^{14} - 10^3 \times 7.89 \times 10^{14}$	320 - 380	أشعة سوداء
$10^3 \times 7.89 \times 10^{14} - 10^3 \times 7.14 \times 10^{14}$	380 - 420	أشعة بنفسجية
$10^3 \times 7.14 \times 10^{14} - 10^3 \times 6.12 \times 10^{14}$	420 - 490	أشعة زرقاء
$10^3 \times 6.12 \times 10^{14} - 10^3 \times 5.56 \times 10^{14}$	490 - 540	أشعة خضراء
$10^3 \times 5.56 \times 10^{14} - 10^3 \times 5.08 \times 10^{14}$	540 - 590	أشعة برتقالية
$10^3 \times 5.08 \times 10^{14} - 10^3 \times 4.62 \times 10^{14}$	590 - 650	أشعة حمراء
$10^3 \times 4.62 \times 10^{14} - 10^3 \times 3.95 \times 10^{14}$	650 - 760	الأشعة تحت الحمراء IR أشعة تحت الحمراء قريبة NIR

(1) . يقاس طول الموجات بالميكرون (1 ميكرون = 0.001 مم) أو بالانغستروم (1 أنغستروم = 0.0001 ميكرون).

2 - وحسب تردد الأمواج باستخدام المعادلة

$$F = C / \lambda$$

أما بالنسبة لتردد الأمواج ( F )، فقد اتفق دولياً على استبدال وحدة "موجة/ثانية" بوحدة (هيرتز Hertz, Hz) ومضاعفاتها: كيلو هيرتز ( KHz ) ويعادل  $10^3$  Hz، ميغا هيرتز ( MHz ) ويعادل  $10^6$  Hz، وجيجا هيرتز (GHz) وتعادل  $10^9$  Hz.

$^{14}10 \times 3 - ^{14}10 \times 3.95$	$^310 - 607$	<p><i>أشعة تحت حمراء بعيدة FIR</i>  <i>الأشعة الصغيرة MW</i>  <i>أمواج الرادار</i>  <i>أمواج التلفزيون</i>  <i>أمواج الراديو</i></p>
$^{11}10 \times 3 - ^{14}10 \times 3$	$^610 - ^310$	
$^{10}10 \times 3 - ^{12}10 \times 3$	$^710 - ^510$	
$^810 \times 3 - ^{11}10 \times 3$	$^910 - ^610$	
$^710 \times 3 - ^910 \times 3$	$^{10}10 - ^810$	
$^510 - ^710 \times 3$	$^{12}10 - ^{10}10$	

وتختلف النسب التي تشغلها الأنواع المختلفة من الأشعة في الطيف الشمسي<sup>(1)</sup>. فالأشعة ذات الموجات المحصور طولها بين (0.15) ميكرون وحتى (4) ميكرون تشغل حوالي (99%) من الطيف الشمسي، في حين تشغل الأشعة ذات الموجات الأقصر والأطول من الحدود السابقة النسبة المتبقية . أي 1% ..

وتؤلف الحزمة الضيقة من الطيف الشمسي التي يتراوح طول موجاتها بين (0.40 . 0.75) ميكرون ما يعرف بال**ضوء المرئي**- أو الأشعة المرئية، وهو ذلك الضوء الأبيض العادي الذي تتعدد فيه الألوان متدرجة من البنفسجي (0.400 . 0.455 . ميكرون) إلى الأزرق (0.455 . 0.505 ميكرون) فالأخضر (0.505 . 0.575 . ميكرون) فالأصفر (0.575 . 0.585 . ميكرون) فالبرتقالي (0.585 . 0.620 . ميكرون) فالأحمر (0.620 . 0.760) ميكرون<sup>(2)</sup>. والأشعة الضوئية هي مصدر النور والضياء، فهي التي تثبت الضياء وتجعلنا نرى الأشياء من حولنا. وهي ضرورية لقيام النبات بعملية التمثيل اليخضوري، وتشغل الأشعة المرئية قرابة (41%) من مجموع الأشعة الشمسية.

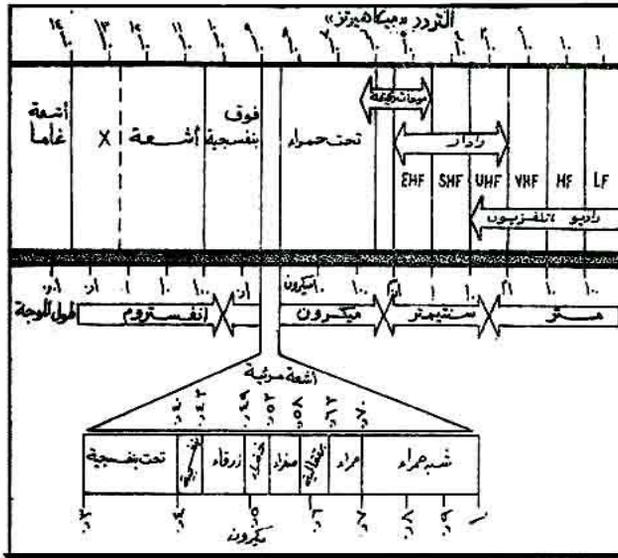
أما الأشعة التي تلي الأشعة المرئية في الأهمية فهي **الأشعة تحت الحمراء** (Infrared Radiation)؛ وهي مصدر الدفء والحرارة لسطح الأرض والغلاف الجوي، ولذا تعرف بالأشعة الحرارية، لكونها هي التي تسخن سطح الأرض والجو، بخاصة ما كان منها بطول موجي يتراوح بين (1 . 5) ميكرون. وتشغل الأشعة تحت الحمراء . وهي أشعة غير مرئية . الحزمة الإشعاعية المحصورة ضمن المدى الموجي بين (0.75 . 100) ميكرون، محتلة بذلك نسبة تقارب من (50%) من الطيف الشمسي. ولهذه الأشعة

(1) . الطيف (Sppectrum) لأي جسم مشع؛ هو مجموعة الموجات مختلفة الأطوال التي يشعها ذلك الجسم.

(2) – Wallace, J.M & Hobbs, p. V; Op.cit, p. 281

أهمية كبرى في الدراسات المناخية، لكونها مسؤولة عن معظم التغيرات التي تحدث في الأحوال الجوية.

وتشغل الأشعة فوق البنفسجية (Ultraviolet) من الطيف الشمسي المدى الموجي بين (0.01 . 0.40) ميكرون. وهي أشعة قصيرة الموجة، غير مرئية، لا تزيد نسبتها على (7%) من الطيف الشمسي. ورغم أن هذه الأشعة هي المسببة في ارتفاع درجة حرارة طبقة الستراتوسفير، لكون معظمها يمتص بفعل غاز الأوزون المركز في تلك الطبقة، إلا أن لها أهمية حيوية بالنسبة لأحياء سطح الأرض. فهي أشعة مفيدة لصحة الإنسان إذا ما وصلت بكميات قليلة، وهي التي تمنح البشرة لوناً برونزياً عندما تتعرض لأشعة الشمس مدة طويلة. غير أن زيادة نسبة هذه الأشعة تترك آثاراً سلبية خطيرة على الإنسان وسائر الأحياء على سطح الأرض. وحظ سكان الأرض كبير، لأن غاز الأوزون في طبقة الستراتوسفير يشكل حجاباً واقياً يمنع الجزء الأكبر من تلك الأشعة من العبور إلى سطح الأرض.



شكل رقم (2 - 2) الطيف الشمسي

(الأشعة التي يتضمنها الإشعاع الشمسي ذات الأطوال الموجية المحددة والتردد المعين)

والنسبة المتبقية من الطيف الشمسي (2 . 3%) تتوزع على الأشعة الكونية (أقل من 0.01 ميكرون) الممثلة بأشعتي X (الأشعة السينية)، وغاما (Gamma) أقصر الموجات الإشعاعية طويلاً (دون 0.0003 ميكرون) وأكثرها تردداً. والأشعة ذات الموجات الدقيقة (100 . 10.000 ميكرون)، والأشعة اللاسلكية (أكبر من 10000 ميكرون)، اللتان تتصفان بكبر طول موجاتهما. فهما من الإشعاعات ذات الموجات الطويلة، وللتان تستخدمان في مجال الاتصالات والاستطلاع (الراديو، البث بموجات قصيرة وطويلة، التلفزيون، الرادار).

وتقسم الدراسات طيف الأشعة الشمسية الكهرومغناطيسية إلى عدة أقسام تعرف بالأقاليم (Regions) كما هو مبين في الجدول 1/ والشكل 2/ وهي:

1- إقليم الأشعة الكونية: ويتمثل بأشعة (جاما Gama) وغيرها من الأشعة التي تقل أطوال أمواجها عن 0.01 نم.

2- إقليم الأشعة السينية (x-rays) : وتتراوح أطوال أمواجه بين 0.01-1 نم. ويضم الأشعة السينية القاسية ( "HX", Hard x ray) والأشعة السينية الينة ( "SX", soft "x ray").

3- إقليم الأشعة فوق البنفسجية ( "UV" Ultra Violet) : وتتراوح أطوال أمواجه بين 1-320 نم. ويقسم إلى ثلاثة أجزاء تسمى وفقاً لموقعها من طيف الأشعة المرئية البيضاء الذي يليها، وهي: الأشعة فوق البنفسجية المتطرفة ( "EUV" Extrem Ultra Violet) الأشعة فوق البنفسجية البعيدة ( "FUV" Far Ultra Violet) الأشعة فوق البنفسجية القريبة ( "NUV" Near Ultra Violet). ويكون هذا الإقليم مع إقليم الأشعة السينية وإقليم أشعة جاما حوالي 7% من مجموع الطاقة الشمسية الإشعاعية، وهي أشعة ضارة وفتاكة.

4- إقليم الأشعة المرئية البيضاء ( White Visable Ray) وتتراوح أطوال أمواجه بين 320-760 نم. ويتكون من مزيج من الأشعة البنفسجية والزرقاء والخضراء والصفراء والبرتقالية والحمراء، ويضاف إليها ما يعرف بالأشعة السوداء لعدم استطاعة العين رؤيتها وتشكل الأشعة المرئية البيضاء حوالي 44% الطاقة الشمسية

الإشعاعية وهي أشعة ذات طاقة حرارية وضوئية كبيرة تلعب دوراً رئيسياً في تسخين سطح الأرض وفي مجريات الطقس والمناخ السائد عليه.

5- إقليم الأشعة تحت الحمراء ( Infra Red Ray ): وتتراوح أطوال أمواجه بين 10-760<sup>6</sup> نم، وينقسم إلى جزئين وفقاً لموقعها من طيف الأشعة المرئية البيضاء السابقة له، هما: الأشعة تحت الحمراء القريبة ( "NIR" Near Infra Red ) وتشكل 37% من مجموع الطاقة الشمسية، والأشعة تحت الحمراء البعيدة ( Far Infra Red "FIR" ) وتشكل حوالي 11% من مجموع الطاقة الشمسية، لا تتمكن العين من رؤية الأشعة تحت الحمراء، ولكن يمكننا أن نشعر بحرارتها.

6- إقليم الأشعة الصغيرة ( "MWR" Micro Waves Ray ) وتتراوح أطوالها بين 10<sup>5</sup>-10<sup>7</sup> وتشكل أقل من 1% من مجموع الطاقة الشمسية.

7- إقليم أمواج الرادار ( Radar Waves ): وتتراوح أطواله بين 10<sup>6</sup>-10<sup>9</sup> نم

8- إقليم أمواج التلفزيون ( TV Waves ): وتتراوح أطواله بين 10<sup>8</sup>-10<sup>10</sup> نم

9- إقليم أمواج الراديو ( Radio Waves ): وتتراوح أطواله بين 10<sup>10</sup>-10<sup>12</sup> نم

### 3- قوانين الإشعاع ( Radiation Laws ):

ولتفهم عمليات إشعاع الطاقة وامتصاصها وإبرازها بشكل كمي لا بد لنا من معرفة القوانين الضابطة والتي يمكن حسابها وتعرف هذه القوانين بـ (قوانين الإشعاع) ولتوضيح هذه القوانين وتسهيل استخدامها يجب الانطلاق من معيار مثالي تنطبق عليه هذه القوانين ومن تصميمها لذلك افترض العلماء وجود أجسام حرارية مثالية تمتص الطاقة الإشعاعية الساقطة عليها وتشعها في أقصى طاقة ممكنة وعرفت هذه الأجسام بالأجسام السوداء (Black bodies) وهي أجسام افتراضية تمتص أمواج الطاقة الإشعاعية الساقطة عليها كلها دون أن تعكسها أو تنفذها خلالها وتشعها في أقصى كمية عند أي درجة حرارة لها وفي جميع الأطوال الموجبة ولا تدك تسميتها بالسوداء للدلالة على لونها وإنما للدلالة على أن أجسامها كثيفة للإشعاع (Opaque) وتطبق قوانين الإشعاع يمكن تحديد ميزات الأجسام السوداء وغيرها وكيفية تصرفها قوانين الإشعاع كثيرة لكننا سنحصر اهتمامنا بالقوانين الرئيسية والمهمة في دراسة الطقس والمناخ .

وقد وضعت عدة قوانين، تحدد بعض الخصائص الإشعاعية والامتصاصية للأجسام، ومن هذه القوانين نذكر أهمها:

### 1. قانون بلانك للجسم الأسود (Blanc's Law):

يعد قانون بلانك أساس القوانين الفيزيائية الأخرى التي تصف الإشعاع . وينص على أن؛ معدل بث الجسم الأسود للطاقة الإشعاعية، يتعلق بدرجة حرارة الجسم، وطول موجة الإشعاع، ويوضح القانون العلاقة بين التوزيع الطيفي للإشعاع المنبعث من أي جسم ودرجة حرارة ذلك الجسم كما هو موضح في العلاقة التالية<sup>1</sup>:

$$\beta(\lambda, T) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\exp(C_2/\lambda T) - 1}$$

$\beta(\lambda, T)$  : شدة الإصدار = كمية الطاقة المنبعثة عند طول الموجة  $\lambda$  (مايكرومتر) بواسطة جسم حرارته  $T$  .

$C_1$  = ثابت الإشعاع الأول ويساوي  $3.743 \times 10^{-8}$  واط/م<sup>2</sup> كلفن<sup>-4</sup> = 5.362 حريرة/سم<sup>2</sup>/ دقيقة/ ميكرون.

$C_2$  = ثابت الإشعاع الثاني ويساوي  $1.4387 \times 10^8$  واط/مايكرون/كلفن.،

$\lambda$  = طول الموجة بالمايكرون

$T$  = درجة حرارة الجسم بالدرجة المطلقة (ك<sup>0</sup>)

$\exp$  = العدد النيري، ويرمز له بـ (e) وقيمتة العددية = 2.03.

وللتعرف على كمية الطاقة المنبعثة ضمن حزمة موجية محصورة ما بين موجتين  $\lambda_1$  و  $\lambda_2$  فإنه يتم تكامل معامل بلانك ضمن الحزمة الموجية المطلوبة على النحو الآتي:

1 - إبراهيم العرود ، مبادئ المناخ الطبيعي ، دار الشروق، عمان، 1997، ص 35.

$$e_{b\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \beta(\lambda, T) d\lambda$$

حيث:  $e_{b\lambda}$ : كمية الطاقة المنبعثة ما بين الموجتين  $\lambda_1$  و  $\lambda_2$  و  $\beta(\lambda, T)$ : معامل بلانك.

## 2. قانون ستيفان . بولتزمان (Stefan – Boltzman Law)<sup>(1)</sup>:

وهو قانون خاص أصلاً بالجسم الأسود، غير أنه يستخدم مع بعض التعديلات في الأجسام الرمادية. وينص هذا القانون بالنسبة للجسم الأسود على أن؛ الطاقة الكلية المنبعثة (المشعة) من وحدة المساحة لسطح جسم أسود تتناسب طردياً مع القوة الرابعة لدرجة حرارته المطلقة، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$Q = \int_0^{\infty} \beta(\lambda, T) d\lambda = \sigma \cdot T^4$$

$Q$  = شدة إشعاع الجسم الأسود (كمية الطاقة التي يبثها) (حريرة / سم<sup>2</sup> / دقيقة).

$\sigma$  = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان، ومقداره :

$$= (8.17 \times 10^{-11} \text{ حريرة} / \text{سم}^2 / \text{دقيقة}) = (5.67 \times 10^{-8} \text{ واط} / \text{م}^2)$$

$T$  = درجة حرارة الجسم المطلقة (كلفن).

ويعرف الجسم الذي يبث إشعاعاته بشدة أقل من شدة بث الجسم الأسود، بالجسم الرمادي (Greybody). ومعدل بث الجسم الرمادي للإشعاع من وحدة المساحة يعطى بالعلاقة التالية:

$$E = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

$\epsilon$  = عامل اصدارية سطح الجسم الرمادي للأشعة (الأليبدو)، وهو دوماً أقل من الواحد.

(1). جوزيف ستيفان؛ عالم طبيعة نمساوي، عاش خلال الفترة (1835 . 1893) وقد أصبح أستاذاً للطبيعة في جامعة فيينا بعمر 28 سنة.

**والجسم الأسود؛** صفة تدل على قدرة الجسم الإشعاعية التي ترتبط بقدرته الامتصاصية. وهو ذلك الجسم الذي يمتص الأشعة الساقطة عليه بكاملها دون أن يعكس شيئاً منها، ويشعها مرة ثانية. ويشبه سطح الشمس بالجسم الأسود.

**أما الجسم الرمادي؛** فهو الجسم الذي يمتص جزءاً من الأشعة الساقطة عليه، ويعكس الجزء الآخر. ويشبه سطح الأرض بالجسم الرمادي.

### 3. قانون كيرشوف (Kirchhoff's Law)<sup>(1)</sup>:

ينص هذا القانون على؛ أن النسبة بين الطاقة المنبعثة (المشعة) (E) ونسبة الطاقة الممتصة (a) تتوقف على طول موجة الإشعاع ( $\lambda$ ) ودرجة حرارة الجسم (T)، وتسمى هذه النسبة بالقدرة الانبعاثية للإشعاع: .

$$F(\lambda, T) = E/a$$

$$F(\lambda, T) = \text{معدل الانبعاثات للجسم الأسود.}$$

$$E = \text{كمية الطاقة المنبعثة من وحدة مساحة الجسم.}$$

$$a = \text{نسبة الطاقة الواصلة التي يمتصها الجسم.}$$

ويقترح قانون كيركشوف أيضاً " ان الأجسام جيدة الامتصاص لأمواف طاقة إشعاعية معينة فانها في الوقت نفسه جيدة في اشعاعها وبالمقابل فالأجسام رديئة الامتصاص لأمواف طاقة إشعاعية فانها ايضاً في إشعاعها وبالتالي يجب أن تكون إشعاعية الأجسام لأطوال أمواف ( $\epsilon \lambda$ ) معينة مساوياً لامتصاصيتها ( $a \lambda$ ) :

$$a \lambda = \epsilon \lambda$$

(1) . جوستاف كيرشوف؛ عالم طبيعة ألماني (1824 . 1887م). أصبح أستاذاً للطبيعة في جامعة برينسلاو وهو بعمر (26) سنة. وبالإضافة إلى اشتغاله بالإشعاع، فكان له اكتشافات في الكهرباء، والتحليل الطيفي. ويعود إليه اكتشاف السيزيوم والروبيديوم.

لذلك فالأجسام التي تتصرف كأجسام سوداء تشع طاقة إشعاعية أكثر من غيرها من الأجسام لأنها تقوم بامتصاص الأمواج الإشعاعية الساقطة عليها كلها ، وتعود وتشعها في أقصى كمياتها تبعاً لدرجة حرارتها وطول الأمواج الإشعاعية .

فإذا كانت قيمة (  $I = a$  ) لأي جسم، فإن الأشعة الساقطة عليها يمتصها بكاملها، ويسمى هذا الجسم بالجسم الأسود<sup>(1)</sup> . ، ويظهر من قانون كيرشوف أن شدة البث الإشعاعي تصل إلى نهايتها العظمى في جميع درجات الحرارة ولجميع الأطوال الموجية، إذا كان الجسم أسود. (أما إذا كانت قيمة (ص) أقل من الواحد، ولكن مقدارها ثابت لكل طول موجي فيسمى هذا الجسم بالرمادي.

#### 4 . قانون فين للإزاحة (The Wien Displacement Law)<sup>(2)</sup>:

ينص هذا القانون على؛ أن الطول الموجي الذي يصل عنده بث الإشعاع من الجسم الأسود إلى نهايته العظمى، يتناسب عكساً مع درجة حرارته المطلقة، ويكتب قانون وين الشكل التالي :

$$\lambda_{\text{Max}} = C_3 / T_k$$

حيث أن:

$\lambda_{\text{Max}}$  = طول الموجة التي يطلق عندها الجسم الأسود أقصى طاقة إشعاعية له.

$T_k$  = درجة الحرارة (كلفن)

$C_3$  = ثابت فين للإزاحة، وقيمه = (0.2897) سم/ كل أو = (2897.8) ميكرونياً / كل.

ويتبين من هذا القانون، أنه كلما ازدادت درجة حرارة الجسم الأسود، قصر الطول الموجي للنهاية العظمى للبث الإشعاعي (شكل 11). وطبقاً لهذا القانون فإن الشمس تبث معظم طاقتها الإشعاعية عند الأطوال الموجية أقل من (4) ميكرون. ويكون بثها

(<sup>1</sup>) – Lockwood, J. G; «Causes Of Climate». London, 1979,p.22.

(<sup>2</sup>) . وليم فين؛ عالم طبيعة ألماني (1864 . 1928). حائز جائزة نوبل في عام(1911) لاكتشافه في عام (1893) قانون الإزاحة الذي سمي باسمه.

الإشعاعي الأعظمي على أشده عند الطول الموجي نحو (0.5) ميكرون، كما يتضح ذلك من تطبيق القانون:

$$E_y = 2897/6000 = 0.48$$

وصف الإشعاع الشمسي بأنه إشعاع قصير الموجة، بينما تعطي درجات الحرارة المنخفضة لسطح الأرض والجو الأرضي (حرارة دون 300° كل) معظم طاقتها في المدى الجوي بين (4 . 100) ميكرون. ويكون البث الأعظمي للإشعاع الأرضي على أشده عند الطول الموجي (10) ميكرون، كما يتضح ذلك من تطبيق القانون:

$$E_y = 2897/300 = 9.7$$

(حيث درجة الحرارة المتوسطة لسطح الأرض = 300° كل). ولذا يوصف الإشعاع الأرضي، بالإشعاع طويل الموجة.

وفي قانون فين الثاني (Weins Scond Law) ، " تتناسب شدة الطاقة الإشعاعية القصوى التي تشعها واحدة المساحة (1سم<sup>2</sup>) من الجسم الأسود خلال واحدة الزمن (1 دقيقة ) طرداً مع القوة الخامسة لدرجة حرارتها المطلقة (كلفن) أي :

$$w_{\lambda, \max} = C_4 T k^5 \text{ واط م}^{-2} \text{ مايكرون}^{-1}$$

$w_{\lambda, \max}$ : شدة الإشعاع المنبعث عند قمة منحنى بلانك (الطول الموجي الأعظمي)

واط م<sup>-2</sup> مايكرون<sup>-1</sup>

$C_4 =$  ثابت فين الثاني ويعادل  $10^{14} \times 1.8435$  حريرة /سم<sup>2</sup> د.ميكرو متر، ك

و(  $10^{11} \times 1.286$ ) واط/م<sup>2</sup> ، مايكرو متر ، ك .

Tk: درجة حرارة الجسم الأسود (بالدرجة المطلقة)

وبتطبيق قانون فين الثاني نجد أن الطاقة الإشعاعية القصوى المنبعثة عن جسم أسود حرارته 5800 درجة م (درجة حرارة الشمس) عند قمة الغلاف الغازي للأرض (أي عند متوسط بعد الأرض عن الشمس 150 مليون كم) تبلغ نحو 1785 واط م<sup>-2</sup> مايكرون<sup>-1</sup> ، أما الطاقة الإشعاعية القصوى للأرض عند درجة الحرارة 17م (290 كلفن) فتبلغ نحو 26 واط م<sup>-2</sup> مايكرون<sup>-1</sup>

5 . قانون بير (Beer's Law):

عندما تنتقل حزمة من الإشعاع وحيد اللون مسافة قصيرة خلال وسط ماص، فإن نسبة من تلك الأشعة ستمتص. وينص قانون (بيير) على أن النسبة الممتصة من الأشعة تتناسب مباشرة مع سماكة الوسط، ومدى (سماكة) الحاجز المعترض. وثابت التناسب يشكل معامل امتصاص الوسط<sup>(1)</sup>. ويمكن تطبيق قانون بيير لحساب الإشعاع الشمسي الواصل لقاعدة العمود الغازي وصياغة قانون (بيير) على الشكل التالي<sup>(2)</sup>:

$$Q_{\lambda 2} = Q_{\lambda T} \text{EXP}(-k_{\lambda} m \sec \theta)$$

$Q_{\lambda 2}$  = كمية الطاقة الشمسية النافذة من أسفل العمود الغازي ضمن حزمة موجية معينة. (الامتصاصية عند الطول الموجي  $(\lambda)$ )

$Q_{\lambda T}$ : كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى قمة الطبقة الغزية ضمن نفس الحزمة سابقة الذكر.  $m$ : كتلة المواد النشطة.

$\theta$ : زاوية سمت الاشعاع المار

ويكتب القانون أيضاً على النحو الآتي:

$$d E \lambda$$

$$[Q_{\lambda 2} = \frac{d E \lambda}{E \lambda} = -K \lambda \rho \text{Sec } \Phi dz]$$

$$E \lambda$$

$Q_{\lambda 2}$  = كمية الطاقة الشمسية النافذة من أسفل العمود الغازي ضمن حزمة موجية معينة. (الامتصاصية عند الطول الموجي  $(\lambda)$ )

$d E \lambda$  = تغير شدة الإشعاع الساقط نتيجة الامتصاص من أجل الطول الموجي  $(\lambda)$ .

$E \lambda$  = معامل الامتصاص للطول الموجي (ثابت)

$P$  = كثافة الوسط.

$$1$$

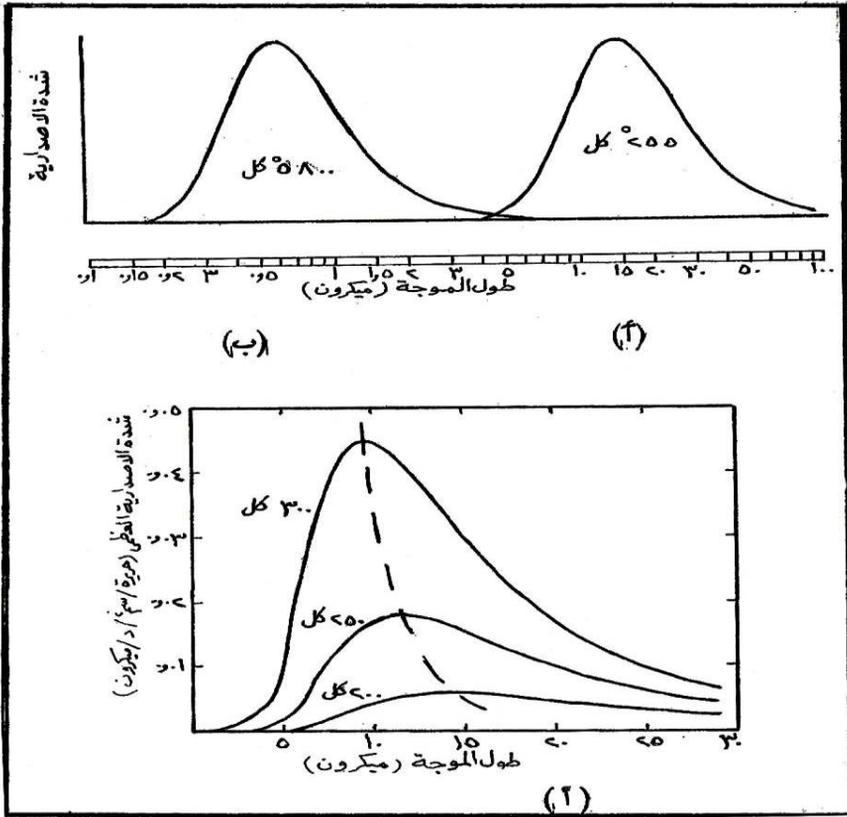
$$\text{زاوية الورود} \frac{1}{\text{تجب}} = \text{Sec}$$

تجب

(1)- Hess, S.L; Op. cit, P.3.

(2)- Wallace, J. M & Hobbs, P.V; Op. cit, p. 296.

$dz =$  سماكة الشريحة الغازية الأفقية التي يحدث فيها الامتصاص الإشعاعي.



شكل رقم (2 - 3) النهاية العظمى لبث الإشعاع لكل من الأرض (أ) والشمس (ب)

## 6 . الثابت الشمسي (Solar Constant):

على الرغم من كمية الطاقة الهائلة التي تبثها الشمس تجاه الفضاء الخارجي وأعضاء مجموعتها التابعة لها، والتي ذكرنا أنها تعادل حوالي  $(56 \times 10^{26})$  حريرة في الدقيقة الواحدة، إلا أن الجزء الأكبر منها يضيع في الفضاء الخارجي، ولا يصل جو أرضنا وسطحها سوى نذر يسير منها.

حيث يقدر أن ما يتلقاه السنتمتر المربع الواحد من سقف الغلاف الجوي، في حال كون الأشعة الشمسية عمودية عليه والشمس عند متوسط بعدها عن الأرض، يقارب من (2) حريرة في الدقيقة الواحدة  $(1.94 \text{ حريرة/سم}^2 \text{ دقيقة أو } 1360 \text{ واط/م}^2)$ .

وهذه القيمة تكاد تكون ثابتة تقريباً، لأن نسبة تغيرها محدودة جداً، ولذا عرفت بالثابت الشمسي. ويمكن حساب ثابت الإشعاع الشمسي الذي يصل سقف الغلاف الجوي، من المعادلة الآتية:

$$\text{Slo.con.} = I_0 = (\sigma T^4 \pi r^2) / (4\pi (\bar{D})^2)$$

حيث :

$$I_0 = \text{Slo.con.} = \text{مقدار الشمس الواصل (الثابت الشمسي) وات م}^{-2}$$

$$r : \text{نصف قطر الشمس} = 6.96 \times 10^8 \text{ م} = (10^7 \times 6955 \text{ سم})$$

$$\sigma = \text{ثابت ستيفان} (10^{11} \times 8.132 \text{ حريرة /دك}^4) = 5.667 \times 10^{-8} \text{ وات م}^{-2} \text{ك}^{-4}$$

$$T = \text{درجة حرارة الشمس (5800) درجة ك}$$

$$D = \text{البعد بين الارض والشمس أو نصف قطر الكرة الإشعاعية التي تقع الأرض عند سطحها} =$$

$$(1.496 \times 10^{11} \text{ م}) = (149.6 \times 10^{11} \text{ سم})$$

$$3.14 = \pi$$

وبالتعويض بالمعادلة :

$$\frac{8.132 \times 10^{-11} \times (5800)^4 \times 3.14 \times (6955 \times 10^7)^2}{4 \times 3.14 \times (149.6 \times 10^{11})^2}$$

$$= 1.989 \text{ حريرة/سم}^2 \text{ (لانجلي/د)}$$

وباستخدام الثابت الشمسي، يمكننا حساب كمية الشمس (الطاقة الشمسية الإشعاعية) الكلية، الواصلة إلى قمة الغلاف الجوي باعتبار أن مقطع سطح الأرض المعرض للأشعة الشمسية بشكل دائرة، ويتقسم مقدار الشمس الواصل إلى هذه الدائرة على مساحة سطح الكرة الأرضية نحصل على متوسط ما تتلقاه أو ما تستشعه واحدة المساحة (1سم<sup>2</sup>) من سطح الأرض خلال واحدة الزمن (1د)، وذلك كما يلي:

$$R_s = \pi r^2 / (4\pi (\bar{D})^2) = 0.485$$

**R<sub>s</sub>** : نسبة الطاقة التي تستقبلها الأرض من الإشعاع الشمسي الكلي عند متوسط بعد الأرض عن الشمس

$$r = \text{نصف قطر الأرض} = (6.370 \times 10^6 \text{ م})$$

$$D = \text{البعد بين الارض والشمس أو نصف قطر الكرة الإشعاعية التي تقع الأرض عند سطحها} = (1.496 \times 10^{11} \text{ م}) = (149.6 \times 10^{11} \text{ سم})$$

$$3.14 = \pi$$

$$\pi r^2 = \text{مساحة مقطع الأرض المعرض للشمس}$$

$$4 \pi D^2 = \text{مساحة الكرة الأرضية}$$

وبالتعويض تصبح قيمة (نسبة الطاقة التي تستقبلها الأرض من الإشعاع الشمسي

$$0.485 = R_s \text{ (الكلية عند متوسط بعد الأرض عن الشمس)}$$

اعتقدت بعض الدراسات فيما مضى أن قيمة الثابت الشمسي تتعرض لتغيرات دورية تتراوح بين  $0.5 \pm 2\%$  تتبع نشاط البقع الشمسية ودورتها كل 11 سنة ، فمن هذه الدراسات ما اقترح وجود علاقة عكسية بين مقدار الثابت الشمسي وعدد البقع الشمسية، إذ انه يزداد مع قلتها ويتناقص مع ازدياد عددها، وبعضها الآخر اقترح عكس ذلك وقال بوجود علاقة طردية بينهما، إذ انه يزداد مع ازدياد عددها. ولكن بينت الدراسات اللاحقة فيما بعد عدم وجود أي علاقة بين المقدار الثابت الشمسي ودورة البقع الشمسية.

وبسبب قوة حقولها المغناطيسية ، وما يصاحبها من كميات كبيرة من الأشعة فوق البنفسجية ينحصر تأثير البقع الشمسية في الأشعة فوق البنفسجية المتطرفة (EUV) التي تقع أطوالها عن 0.2 مايكرو متر ، وهذه لا تحمل طاقة حرارية ، وبذلك فان أكثر 99% من أمواج الطاقة الشمسية الإشعاعية يقع بين 0.2-1000 مايكرو متر ولا تتأثر بالبقع الشمسية. وبذلك يمكن اعتبار الطاقة الشمسية الإشعاعية ثابتة المقدار .

وختمت منظمة الأرصاد الجوية العالمية (MWO) هذا الموضوع بإعلانها " بأن للبقع الشمسية دورات منتظمة تقريباً تحصل كل 11-22 سنة ، ولكن لا يوجد دليل حاسم على أن لهذه البقع الشمسية ودورانها تأثير في مقدار الطاقة الشمسية الإشعاعية الواصلة إلى الأرض (أرصاد) . بالإضافة إلى ذلك تجدر ملاحظة أن التغيرات المقترحة في مقدار الثابت الشمسي ( $1 \pm 2\%$ ) لا تتجاوز مقدار الأخطاء المحتملة في عمليات القياس

لذلك وفي ضوء ما تركته الدراسات الأخيرة يمكننا اعتبار قيمة الثابت الشمسي ثابتاً إلى أن تظهر قياسات موثوقة في المستقبل تقترح خلاف ذلك .

### 7 . شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي:

يمكن معرفة شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي (شكل 13)، من العلاقة التالية:

$$q_h = I_0 \times \sin Q$$

$q_h$  = شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي .

$I_0$  = الثابت الشمسي (2 حريرة/ سم<sup>2</sup>/ دقيقة) .

$\sin Q$  = جيب زاوية ورود الأشعة الشمسية Q (وهي الزاوية المحصورة بين

السطح والحزمة الإشعاعية الواردة)

$Q$  = زاوية سقوط الأشعة .

### 8 . شدة الإشعاع الشمسي على سطح مائل:

تحسب شدة الإشعاع الشمسي على السطوح المائلة من العلاقة التالية:

$$q_c = I_0 \times \cos Q$$

$q_c$  = شدة الأشعة المائلة . ،  $I_0$  = الثابت الشمسي .

$\cos Q$  = تجيب زاوية الميل Q (وهي الزاوية المحصورة بين الحزمة الإشعاعية،

والعمود على السطح) .

والعلاقة التي تربط بين كمية الإشعاع الواصل إلى سطح أفقي وتلك الواردة إلى

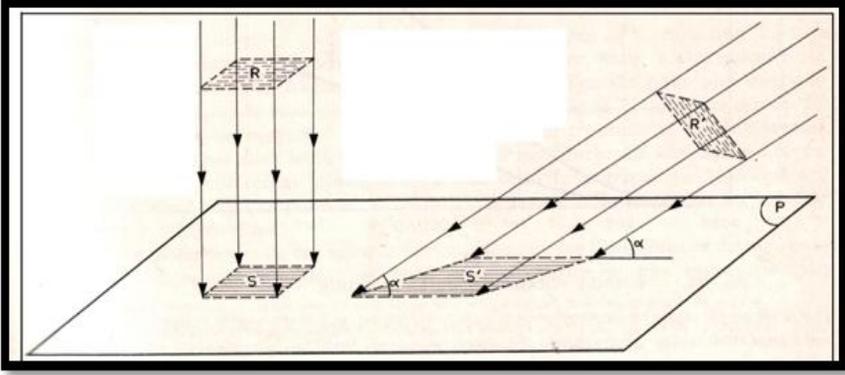
سطح مائل تحدها العلاقة التالية:

$$q_c = q_h \times \cos Q$$

:  $q_c$  = شدة الأشعة على سطح المائل .

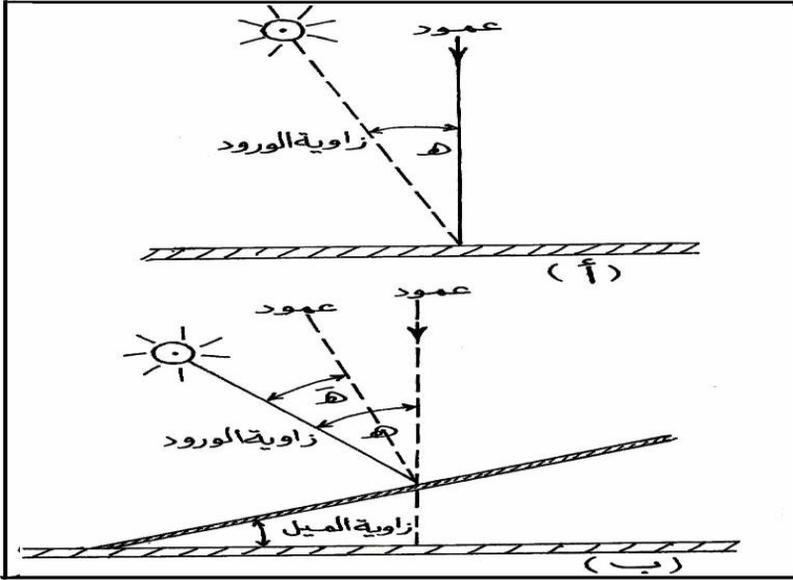
$q_h$  = شدة الأشعة على سطح أفقي .

$$\cos Q = \text{تجيب زاوية الميل } Q$$



شكل رقم (2 - 4)

اختلاف شدة الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض، باختلاف زاوية ميل الأشعة (زاوية الورد)

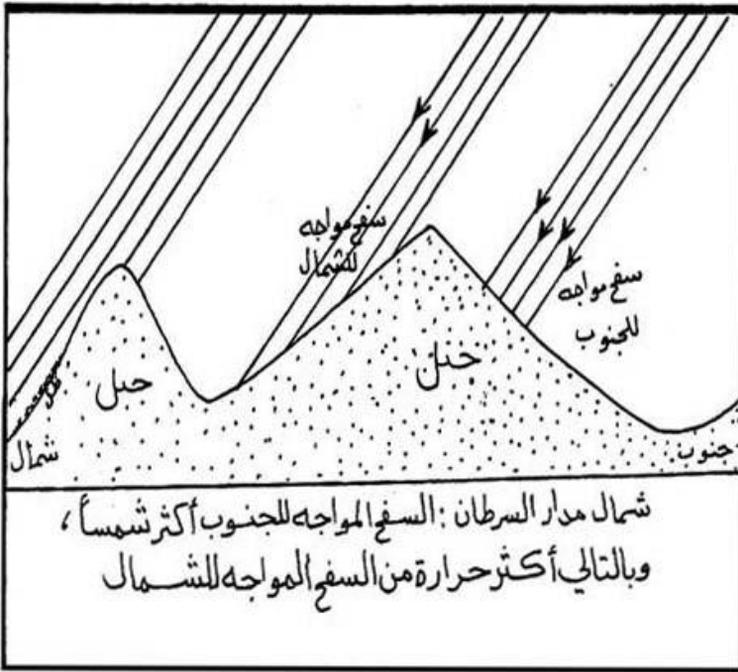


شكل رقم (2 - 5) شدة الأشعة الشمسية على سطوح أفقية (أ) ومائلة (ب)

إن هذا العامل هو السبب في كون أشعة الشمس ضعيفة نسبياً عند فترات شروقها، بينما تبلغ أقصى شدتها في فترة الظهيرة عندما تكون الشمس في أعلى وضع لها في السماء وبشكل أقرب ما يكون إلى الوضع العمودي. وهذا العامل هو المسؤول أيضاً عن

شدة الأشعة في الصيف أكثر من الشتاء، وعند خط الاستواء أكثر من المناطق البعيدة عنه.

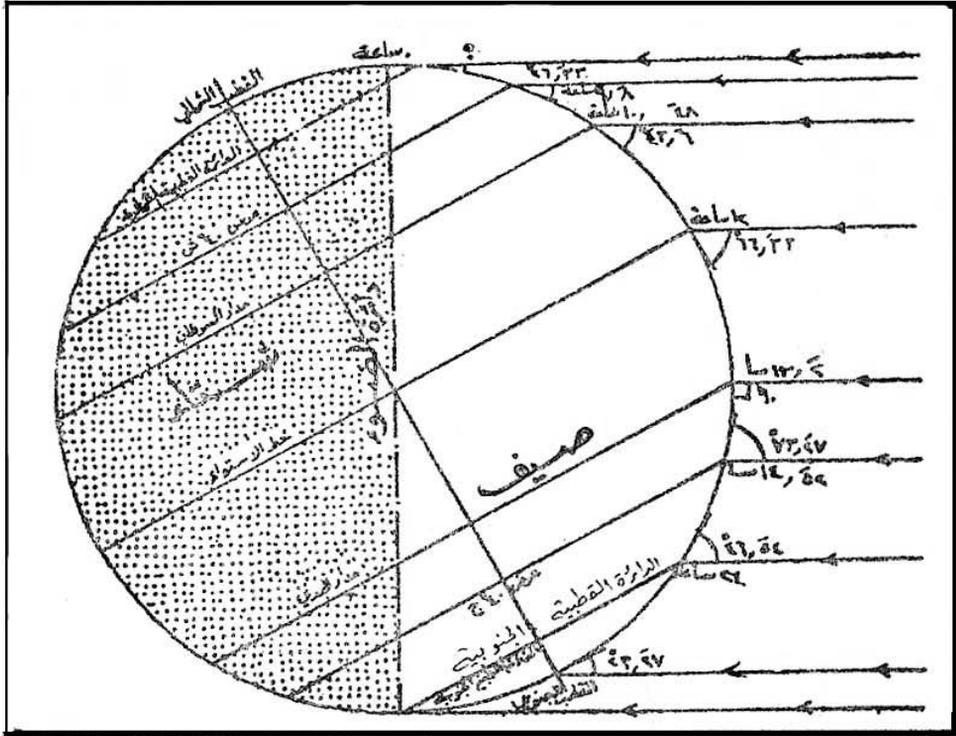
وفي المناطق شديدة التضرس، فإن وجهة التضريس بالنسبة للأشعة الشمسية يلعب دوراً بارزاً في تحديد كمية الأشعة المتلقاة. فالمنحدر التضاريسي المواجه مباشرة لأشعة الشمس يكون أكثر تلقياً للأشعة من المنحدر المعاكس الذي يتلقى الأشعة الشمسية بزاوية ميل كبيرة، وإذا كان المنحدر التضاريسي ذا ميل أشد من ميل الأشعة الشمسية، فإننا نجد أنه يحتجب عن الشمس، ولا يتلقى أية أشعة شمسية. ففي العروض المعتدلة والباردة في نصف الكرة الشمالي تكون السفوح المتجهة نحو الجنوب أكثر تعرضاً وتلقياً للأشعة الشمسية المباشرة من السفوح المتجهة نحو الشمال. أما في العروض المنخفضة فإن دور هذا العامل في خلق الفوارق ما بين الواجهات التضاريسية يكون محدوداً، نتيجة لأن الأشعة الشمسية تكون في معظم أيام السنة قريبة من الوضع العمودي.



شكل (2 - 6) اختلاف المساحة التي تسقط عليها حزمة الأشعة الشمسية حسب وجهة المنحدر التضاريسي

## 2. مدة سطوع الشمس:

يلعب طول النهار دوراً هاماً في تحديد كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض. فكلما ازدادت طول الفترة التي تسطع فيها الشمس، كلما كانت كمية الأشعة التي يتلقاها مكان ما من سطح الأرض أكبر. ونتيجة لانحراف محور الأرض وللحركة الظاهرية للشمس حول الأرض، فإن الفترة التي تبقى فيها الشمس ظاهرة فوق الأفق يختلف طولها من منطقة إلى أخرى، حسب موقع الأرض من الشمس. ففي فترة الانقلاب الصيفي - في نصف الكرة الشمالي - فإن طول النهار يتزايد كلما اقتربنا من القطب الشمالي، والعكس يحدث في فترة الانقلاب الشتوي. والجدول التالي يبين طول النهار في العروض المختلفة من نصف الكرة الشمالي في فترتي الانقلابين والاعتدالين.



شكل رقم (2 - 7) اختلاف طول النهار، وزاوية ميل الأشعة في فترة الانقلاب الشتوي لنصف الكرة الشمالي

جدول رقم (2 - 2)

درجة العرض	الانقلاب الشتوي	الاعتدالان الربيعي والخريفي	الانقلاب الصيفي
------------	-----------------	-----------------------------	-----------------

90	0	12 ساعة	6 أشهر
80	0	12 ساعة	4 أشهر
70	0	12 ساعة	2 أشهر
60	5 ساعة و33 دقيقة	12 ساعة	18 ساعة و27 دقيقة
50	7 ساعة و42 دقيقة	12 ساعة	16 ساعة و52 دقيقة
40	9 ساعة و8 دقيقة	12 ساعة	14 ساعة و52 دقيقة
30	10 ساعة و4 دقيقة	12 ساعة	13 ساعة و56 دقيقة
20	10 ساعة و48 دقيقة	12 ساعة	13 ساعة و12 دقيقة
10	11 ساعة و25 دقيقة	12 ساعة	12 ساعة و38 دقيقة
صفر	12 ساعة	12 ساعة	12 ساعة

ويتضح منه أن المناطق القطبية تتلقى خلال فترة الانقلاب الصيفي أكبر كمية من الأشعة، حيث يكون النهار دائماً ومدته ستة شهور متواصلة في القطب. وتكون كمية الأشعة المتلقاة في الانقلاب الشتوي في نصف الكرة الجنوبي أكبر منها في نصف الكرة الشمالي خلال الانقلاب الصيفي، بسبب المدار الإهليلجي للأرض حول الشمس. والجدول التالي (2- 3) يبين كمية الأشعة التي يتلقاها سطح أفقي من الجو الخارجي في فترات مختلفة من السنة وعند عروض مختلفة (كمية الأشعة؛ حريرة/ سم<sup>2</sup>/ يوم).

جدول رقم (2 - 3)

درجة العرض								التاريخ
جنوباً				شمالاً				
0	0	0	0	صفر	0	0	0	0
1185	1114	1089	1073	869	480	181	0	0
834	809	937	1003	905	586	298	25	0
0	316	593	799	923	779	593	316	0
0	24	285	560	863	958	894	722	796
0	0	170	450	814	1005	1020	1043	1110

عن: «كوندراتيف»:

وبسبب ثبات طول النهار في المنطقة الاستوائية فهو قريب باستمرار من 12 ساعة، لذا فإن كمية الأشعة التي تتلقاها تلك المنطقة ثابتة على مدار السنة، ليتزايد الاختلاف ما بين طول الليل والنهار مع تزايد درجة العرض.

وعلى ذلك، فإنه عند دراسة كمية الأشعة المستقبلة في يوم ما في مكان معين، يجب الأخذ بعين الاعتبار العاملين معاً (ميل أشعة الشمس على الأفق، وطول فترة الإضاءة).

ويتم قياس مدة سطوع الشمس الفعلية بواسطة أجهزة مسجلة. ويكاد يكون جهاز كامبل ستوكس (Cample Stocks) هو السائد بلا منازع في محطات الرصد الجوي في العالم كافة. ويقوم هذا الجهاز بتسجيل مستمر لمدة سطوع الشمس طوال ساعات ظهورها. ويتكون هذا الجهاز من كرة زجاجية نصف قطرها 9.2 سم مهمتها تجميع أشعة الشمس وتركيزها في نقطة واحدة تدعى المحرق، متولداً عن ذلك حرارة في تلك النقطة تقوم بحرق مسار على المخطط الموضوع خصيصاً لذلك. ويوضع الجهاز على عمود مرفوع عن سطح الأرض بحدود 1.5م.



شكل رقم (2 - 8) جهاز كامبل ستوكس.

ونتيجة لوفرة أجهزة قياس مدة سطوع الشمس قياساً بأجهزة قياس كمية الإشعاع الشمسي، وللعلاقة الوثيقة ما بين كمية الأشعة الشمسية ومدة سطوع الشمس، فقد وضع

بعض العلماء علاقات رياضية لتقدير كمية الإشعاع الواصلة إلى سطح الأرض اعتماداً على ذلك. وتعد علاقة (انغستروم) من أهم هذه العلاقات، وهي على الشكل التالي:

$$\left[ \frac{Q}{QA} = a + b \frac{n}{N} \right]$$

حيث: Q = الإشعاع الكلي على سطح أفقي عند خط عرض (Q).

QA = الإشعاع الكلي على سطح أفقي في حال غياب الجو (الثابت الشمسي = حريرة/سم<sup>2</sup>/دقيقة).

a, b = ثابتان تختلف قيمتهما من مكان إلى آخر مع اختلاف درجة العرض.

N = عدد ساعات السطوع الفعلية. ، N = عدد ساعات السطوع النظرية<sup>(1)</sup>.

وقد وجد أن قيمة الثابت (b) تكاد تكون ثابتة في المدى العرضي بين (60° شمالاً وجنوباً)<sup>(2)</sup>، حيث تبلغ وسطياً (0.52)، بينما وجد أن قيمة الثابت (a) تتغير مع خط العرض وتحسب من العلاقة التالية:

$$(a = 0.29 \cos Q)$$

حيث: Cos Q = تجب الزاوية Q (خط العرض).

وعلى ضوء ذلك يمكن أن تصاغ علاقة (انغستروم) وفق الشكل التالي:

$$\left[ \frac{Q}{QA} = 0.29 \cos Q + 0.52 \frac{n}{N} \right]$$

أو:

n

(1) - Clower. J & Mc Culloch J. S. G ; «The Empirical Relation between Solar Radiation and Hours». Q. J. Roy. Met. Soc, 84, 1958, pp. 172 – 175.

(2) - عدد ساعات السطوع النظرية؛ تمثل مدة سطوع الشمس النظرية المحددة بين لحظة شروقها ولحظة غروبها. بغض النظر عما إذا احتجب قرص الشمس بواسطة السحب أو العواصف الترابية.

$$Q = QA (0.29 \cos Q + 0.52 \frac{\text{---}}{N})$$

### . الموازنة الإشعاعية:

يستلم الجو وسطح الارض طاقة شمسية الا ان هذه الطاقة تتعرض للفقدان بطرق ومجالات مختلفة بحيث تكون الطاقة المكتسبة من قبل مجموع مساحة الارض والجو مساوية للطاقة المفقودة في الاحوال الاعتيادية، وخلافا لهذه (أي فيما لو حدث أي اخلال في الموازنة الاشعاعية) لتعرضت درجات الحرارة في الارض والجو الى ارتفاع شديد او انخفاض كبير .

ويرجع التوازن الاشعاعي في جو الارض على مر العصور وكل السنين الى ان الطاقة التي تكتسبها الارض وجو الارض من الاشعاع الشمسي ترد الى الفضاء ثانية في هيئة اشعاعات حرارية طويلة الموجة، معنى ذلك ان كمية الاشعة التي تدخل جو الارض كل سنة تتساوى مع كمية الاشعة التي تنفذ من خلاله وتتبدد في الفضاء، ولولا ذلك لما قامت حياة على سطح الارض، فمع افتراض زيادة مقدار الاشعاع الشمسي الذي تكتسبه الارض وجوها عن المقدار الذي تشعانه الى الفضاء، أي ان يكون الميزان الاشعاعي موجبا لصالح الارض وجوها عاما بعد عام ، تتراكم الطاقة الحرارية ويصبح جو الارض وسطها جحيما لا يطاق، ولا يصلح لاي نوع من انواع الحياة، والعكس صحيح تماما، فلو حدث وفقدت الارض من الطاقة الاشعاعية اكثر مما تكسبه منها وكانت الميزانية الاشعاعية بالنسبة لها سالبة ، لادى ذلك الى تبريد سطح الارض وجوها ودخول العالم في عصر جليدي.

يقصد بالموازنة الإشعاعية العلاقة بين كمية الأشعاع المكتسب والأشعاع المفقود من سطح الأرض، فالمناطق الواقعة ضمن العروض الجغرافية حتى عرض (40 شمال وجنوب) خط الاستواء يكون الميزان الإشعاعي فيها عامة بوضعية متوازنة دائماً اما في العروض الوسطى والعليا يكون وضع الميزان وقت الصيف موجباً وفي الشتاء سالباً. وتعتمد قيمة الميزانية الإشعاعية على عوامل كثيرة منها:

- دائرة العرض الجغرافي للمكان.
- حالة وصفات ونوعية سطح الأرض.
- ما يحتفظ به من بخار الماء في الغلاف الجوي.
- نسبة التغييم.

ويعمل الأشعاع الشمسي الساقط على سطح الأرض على انتقال الطاقة الحرارية عن طريق الموجات الكهرومغناطيسية من الشمس الى سطح الأرض، ولكن لا يصل كل الأشعاع الشمسي المنبعث من الشمس الى الأرض بقوته الاصلية نفسها، بل تبين ان (23%) من الأشعاع الشمسي تنعكس بواسطة السحب وتنتشر الى اعلى في الفضاء الخارجي عن طريق الجزئيات الدقيقة المعلقة في الهواء، ونحو 2% من هذه الأشعة الشمسية تنعكس مرة ثانية الى الفضاء الخارجي عن طريق السحب وسطح الأرض معاً، وبذا يصبح المجموع نحو (25%) من جملة الأشعة الشمسية، ويطلق العلماء على جملة هذه الأشعة الاخيرة تعبير الالبيدو<sup>(1)</sup>

عليه فأن الطاقة المكتسبة والمفقودة على وجه الكرة الأرضية في حالة توازن مستمر في كل لحظة، فلو فرضنا ان اعلى الغلاف الجوي يستلم (100) وحدة من الطاقة الإشعاعية القصيرة فأن هذه الوحدات تنتوزع كما يأتي :

- 19% يكتسبها سطح الأرض من الأشعاع الشمسي المباشر.
- 26% يكتسبها سطح الأرض من الأشعاع السماوي (المشتت).
- 11% تنعكس ثانية الى الفضاء بعد التشتت.
- 16% اشعة ضوئية يمتصها الغلاف الجوي.

---

(1) - حسن سيد احمد ابو العينين، اصول الجغرافيا المناخية، الطبعة الاولى ، الدار الجامعية ، بيروت، 1981، ص83-84.

28% تعكس ثانية بواسطة الغيوم من دون ان يكون لها تأثير حراري الا اذا كانت السماء صافية .

وتتعرض الطاقة الواصلة الى سطح الارض الى الفقدان عبر طرق مختلفة وهي كما يأتي :

11% تفقد بواسطة الاشعاع الارضي مباشرة من سطح الارض.

50% تفقد عن طريق الاشعاع من الغلاف الغازي.

39% البيدو وهي مقسمة بالشكل الآتي:

11% تشتتت ثانية.

28% اشعة شمسية معكوسة للفضاء.

وبموجب هذه النسب تكون الموازنة كما يأتي:-

الموازنة	الفقدان	الاستلام
0	100-	100=57+7+6+6+24
0	135--=57-78-	135=91+5+22+3+14
0	131--=22-5-7-91-6-	131=78+6+16+31

### الإشعاع الجوي والإشعاع الأرضي:

#### أ. الإشعاع الجوي

يشبه الجو سطح الأرض في كونه يمتص ويطلق طاقة اشعاعية ، وعلى الرغم من أن الجو شفاف تقريباً للأشعة قصيرة الموجة إلا أن طاقة امتصاصه مرتفعة بالنسبة للأشعة تحت الحمراء طويلة الموجة ، ويقوم الجو بإعادة غشع ما امتصه من اشعاع شمسي وأرضي ، مشعاً جزءاً نحو الفضاء والجزء الآخر نحو سطح الأرض ، ويعتقد بأنه لولا اشعاع الجو نحو الأرض لكان سطح الأرض أبرد بنحو 30-40 درجة م مما هو عليه الآن<sup>(1)</sup>.

ويمكن حساب الاشعاع الجوي باستخدام علاقة ستيفان- بولتزمان وفق الصيغة

الآتية:

1- جميل عباس ، المناخ والأرصاد الزراعية ، مطبوعات جامعة حلب ، حلب ، 1990، ص126.

$$R_a = \sigma T_a^4$$

$T_a$  : درجة حرارة الجو المطلقة

$\sigma$  = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان، ومقداره :

$$= (8.17 \times 10^{-11} \text{ حريرة} / \text{سم}^2 / \text{دقيقة} = (5.67 \times 10^{-8} \text{ واط/م}^2)$$

ب- الإشعاع الأرضي:

يعد تسخين الجو محصلة لفاعل كل من الإشعاع الأرضي والإشعاع الشمسي، حيث تتسخن الأرض، بامتصاصها لجزء من الإشعاع الشمسي، ثم تقوم بإصداره مرة أخرى نحو الجو على شكل اشعاعات طويلة الموجة، حيث تشع الأرض كجسم رمادي.

وطبقاً لقانون فين للإزاحة فإن الأرض تبتث إشعاعها ضمن الحزمة الإشعاعية تحت الحمراء طويلة الموجة فيما بين 4-50 ميكروناً غير أن أقصى درجات بثها للإشعاع يكون عند الطول الموجي 10 ميكروناً تقريباً .

وبما أن الأرض تبتث اشعاعاتها كجسم رمادي لذا فإنه يمكن حساب معدل بثها للطاقة الإشعاعية بتطبيق قانون ستيفان - بولتزمان:

$$RT = \epsilon \sigma T_s^4$$

حيث:

$T_s$  : درجة حرارة سطح الأرض المطلقة

$\sigma$  = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان، ومقداره :

$$= (8.17 \times 10^{-11} \text{ حريرة} / \text{سم}^2 / \text{دقيقة} = (5.67 \times 10^{-8} \text{ واط/م}^2)$$

$\epsilon$  : عامل اصدارية سطح الجسم الرمادي للأشعة (الأليبدو)، وهو دوماً أقل من 1

محصلة الإشعاع:

يمكن قياس محصلة الاشعاع مباشرة باستعمال بعض الاجهزة ولكنها لم تستعمل بشكل واسع، ولهذا فعلينا فإن محصلة الاشعاع تحسب بإحدى الطريقتين:

1- طريقة استخدام الأشعة القصيرة والطويلة الموجة باستعمال المعادلة الآتية:

حيث يمكن كتابة ميزان الأشعة قصيرة الموجة على النحو التالي:

$$R_s = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}$$

$$R_{s\uparrow} = \alpha R_{s\downarrow}$$

$$R_s = R_{s\downarrow} (1 - \alpha)$$

كما يمكن كتابة الأشعة طويلة الموجة على النحو التالي:

$$R_s = R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow}$$

إذا تكتب معادلة محصلة الاشعاع على النحو التالي:

$$R_n = R_s (1 - \alpha) + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow}$$

حيث أن :

$R_s$  : هي مجموع الأشعة القصيرة المباشرة والمنعكسة الواردة الى سطح الارض.

$R_{s\downarrow}$  : مجموع الأشعة القصيرة المباشرة والمنتشرة الواردة إلى سطح الأرض

$R_{s\uparrow}$  : الأشعة قصيرة الموجة الصادرة من الأرض

$R_{l\downarrow}$  : الأشعة طويلة الموجة الواردة من الجو والسحب.

$R_{l\uparrow}$  : الأشعة طويلة الموجة الصادرة من سطح الارض مع بعض الاشعة المنعكسة ايضاً.

$\alpha$  : هو معامل انعكاس سطح الارض للأشعة القصيرة (البيدو).

ويجدر بنا ان نذكر ان الجو المحيط بالارض يمتص (45) كيلو لانكلي\* تقريبا

ويشع (117) كيلو لانكلي سنويا تقريبا، وبذلك فإن الفقد الذي يقدر بـ(72) كيلو لانكلي

يساوي الكمية التي يكسبها سطح الارض، لهذا فان التوازن الاشعاعي لكوكب الارض كله

يساوي (0) وهذا واقعي والا فإن الارض تزداد سخونة او برودة مع الزمن<sup>(1)</sup>

2- طريقة استخدام الإشعاع الجوي والأرضي والأشعة الكلية:

\* يطلق على سعر حراري/ سم<sup>2</sup> اسم لانكلي وكيلو لانكلي = 1000 سعر حراري/ سم<sup>2</sup>.

(1) - ادهم سفاف، المناخ والارصاد الجوية، مديرية الكتب والمطبوعات ، جامعة حلب، حلب، 1973، ص20.

$$R_n = (1-a) RG + RA - RT$$

RG : الإشعاع الكلي

RA : الإشعاع الجوي

RT : الإشعاع الأرضي

وبتعويض الإشعاع الجوي والأرضي بقيمتهما حسب علاقة ستيفان - بولتزمان  
تصبح المعادلة:

$$R_n = (1-a) RG + \sigma T_a^4 - \epsilon \sigma T_s^4$$

$T_a$  : درجة حرارة الجو المطلقة

$T_s$  : درجة حرارة سطح الأرض المطلقة

$\sigma$  = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان، ومقداره :

$$= (8.17 \times 10^{-11} \text{ حريرة} / \text{سم}^2 / \text{دقيقة} = (5.67 \times 10^{-8} \text{ واط/م}^2)$$

$\epsilon$ : عامل إشعاعية الجسم الرمادي

وفي حال كون الجو غائماً، فإن الإشعاع الشمسي المباشر يختفي، وتصبح العلاقة  
السابقة على الشكل التالي:

$$[ م = (ج + ت) - (ر + ع) ]$$

أما في أثناء الليل فإن كلاً من الإشعاع المباشر والمنتثر ينعدمان، كما أن

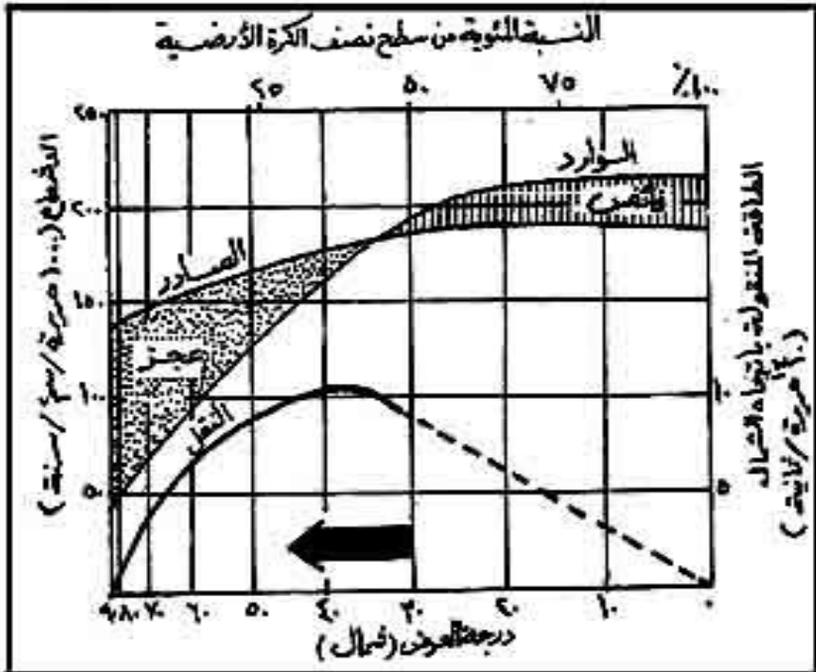
الإشعاع المنعكس يختفي والعلاقة تصبح على الشكل التالي: [ م = ج - ر ]

غير أن إشعاع الأرض (ر) يفوق إشعاع الجو (ج) لأن الجو أبرد من الأرض،

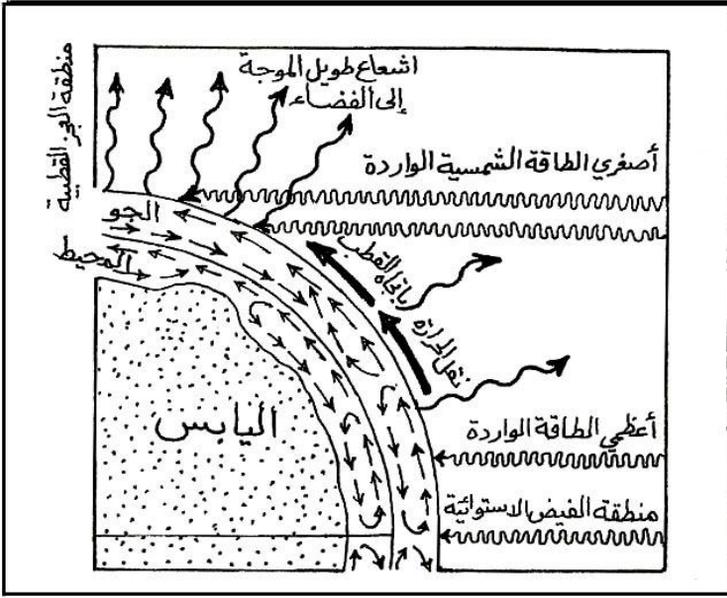
لذا فإن المحصلة (ج - ر) سلبية والإشعاع الأرضي يتجه نحو الفضاء مما يؤدي إلى  
تبريد الأرض<sup>(1)</sup>.

(1) - Pagney, P; «La Climatologie». Paris, 1973, P. 35.

ومن حساب كمية الإشعاع الصادر والوارد عند العروض المختلفة وجد أن المتوسط السنوي لكمية الطاقة المستقبلية في المنطقة المحصورة بين خط الاستواء وخط عرض (35) شمالاً أكبر من الطاقة المفقودة إلى الفضاء وبذا يكون هناك فائض من الطاقة، وتقدر كمية الطاقة الفائضة فيما بين خطي عرض (20) شمالاً وجنوباً بأكثر من (100) كيلو لينلي في السنة، أما المنطقة المحصورة بين (35) شمالاً والقطب فإن الطاقة المفقودة تزيد على الطاقة المكتسبة، ومن ثم هناك عجز في الطاقة في هذه المنطقة. ولقد أظهرت البيانات التي أخذت خلال بضع القرون الأخيرة أن متوسط درجة حرارة الأرض ظل تقريباً ثابتاً (15 م) لذا فإن العجز بالطاقة في العروض العليا لا بد وأن يعوض بانتقال الطاقة الزائدة من العروض المنخفضة، ويتم هذا عن طريق الدورة العامة للرياح في الغلاف الجوي، وعن طريق التيارات المائية في المحيطات، ومن ثم فإن الطبيعة تعمل تلقائياً على حفظ التوازن إذا ما ظهر غير ذلك في مكان ما.



شكل رقم (2 - 9) التوازن ما بين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة



شكل (2 - 10) نظام الحركة في الجو والمحيطات الضروري للحفاظ على التوازن الحراري للكرة الأرضية

### . حساب التغير في الطاقة :

إن كمية الطاقة التي يتزود بها جسم هي المسؤولة عن الارتفاع الذي يحصل بدرجة حرارته ، والعكس صحيح، وعلاقة التغير في كمية الطاقة والحرارة هي:

$$[ \Delta \text{ طق} = (\text{ث} \times \text{ح} \times \Delta \text{ ح}) ]$$

حيث:  $\Delta$  طق: التغير في الطاقة (كمية الحرارة)

ث: كثافة الجسم

ح : الحرارة النوعية للجسم

$\Delta$  ح : التغير في درجة حرارة الجسم

أو بمعنى آخر: فإن كمية الحرارة (الطاقة) المضافة (المزود بها جسم ما)، تحدد درجة حرارته النهائية بالصورة الآتية:

$$[\Delta \text{ طق (كج)} = \text{ك} \times \text{ح}_1 - \text{ح}_2] \text{ ح}_1$$

حيث:  $\Delta$  طق (كج): كمية الطاقة الصافية

ك: الكتلة

ح<sub>1</sub>: درجة حرارة الجسم الأولية

ح<sub>2</sub>: درجة حرارة الجسم النهائية

### - قوانين الحرارة:

تعد درجة الحرارة أهم عنصر من عناصر المناخ، لما لها من تأثير مباشر وغير مباشر على الظواهر الجوية كافة، بجانب تأثيراتها المختلفة على مظاهر الحياة كافة، ولما لها من تأثير في إضفاء أشكال مميزة لمظاهر سطح الأرض. فاختلاف درجة الحرارة يتولد عنه اختلاف في كثافة الهواء، وبالتالي اختلاف في ضغطه، وتحركه من المناطق الأكثر كثافة إلى المناطق الأقل كثافة، كما تنشأ عن عمليات التسخين والتبريد حركات صاعدة وهابطة للهواء، حيث تتحول الطاقة الحرارية إلى طاقة حركية تعمل على تحريك جزيئات الهواء. ودرجة الحرارة هي أهم قوة من قوى التبخير، لذا فإن وفرة بخار الماء في الجو ترتبط ارتباطاً وثيقاً بدرجة الحرارة. وللدور الذي تلعبه الحرارة في التبخير وفي حركة الهواء المحمل ببخار الماء، فإن اختلاف كمية التهطال ما بين سطح الأرض لا يعد أن يكون سوى انعكاس مباشر أو غير مباشر لدرجة الحرارة. إن ما ذكر كله مؤشر على أن التباين في الظروف المناخية ما بين أجزاء سطح الأرض المختلفة مرده بالدرجة الأولى إلى التباين في درجة الحرارة.

وحديثنا عن درجة الحرارة، هو الحديث بوجه عام عن درجة حرارة الهواء بالقرب من سطح الأرض على مستويات القياس المعتمدة عالمياً في محطات الرصد الجوي (عند ارتفاع 1.5 م فوق مستوى سطح الأرض)، وما عدا ذلك سنشير إليه في حينه، إن كان يخص درجة حرارة سطح التربة، أو ما تحتها، أو غير ذلك.

## . درجة الحرارة، وكمية الحرارة:

يجب أن نفرق ما بين درجة الحرارة، وكمية الحرارة، وإن كانت كل منهما مرتبطة بالأخرى. فالحرارة هي شكل من أشكال الطاقة وهي تعبير كمي عما يحتويه الجسم من وحدات حرارية، بل هي مجموع الطاقات الحركية لجزيئاته كافة. أما درجة الحرارة فهي تعبير عادة عن حالة الجسم الحرارية، بل هي تعبير عن الطاقة الحركية للجزيئات المكونة للجسم. وكلما ازدادت كمية حرارة الجسم مال إلى السخونة وارتفعت درجة حرارته أكثر. فعند درجة حرارة الصفر المطلقة، تكون جميع جزيئات الجسم في حال سكون دائم لا حركة فيها مطلقاً، وما أن نعطي هذا الجسم كمية معينة من الحرارة بتسخينه بإحدى مصادر التسخين، حتى تأخذ جزيئاته بالتحرك، وكلما ازدادت كمية حرارته ازدادت سرعة حركة جزيئاته، وبالتالي ارتفعت درجة حرارته التي هي مؤشر أيضاً على حالة الجسم الحرارية، هل هو منخفض الحرارة أم متوسطها أم مرتفع الحرارة. وما أن تأخذ جزيئات الجسم بالحركة حتى يبدأ بإعطاء طاقة إلى الخارج.

إن درجة حرارة جسم؛ ما هي إلا الحالة التي تحدد مقدرة ذلك الجسم على انتقال الحرارة من الأجسام الأخرى وإليها وذلك عند اتصالها به. ويقال للجسم الذي يفقد الحرارة معطياً إياها إلى الجسم الآخر في مجموعة مكونة من جسمين، أنه الجسم الأعلى في درجة الحرارة. فعندما يمتص جسم ما طاقة إشعاعية، فإن هذه الطاقة تتحول إلى طاقة حرارية، ومن ثم فإن الجزيئات أو الذرات تتحرك بسرعة أكبر مع ازدياد الطاقة الممتصة، وكلما امتص الجسم طاقة أكبر مالت درجة حرارته إلى الارتفاع. وكمية الحرارة في هذا الجسم تساوي مجموع الطاقات الحرارية التي تزود بها منذ أن بدأت الحركة في جزيئاته، حتى درجة حرارته الحالية، وهذا يعتمد على مجموع الطاقات الحركية لجزيئاته كافة.، ومما لاشك فيه، فإن كمية الحرارة تختلف باختلاف كتلة الجسم وحرارته النوعية، ذلك أن؛

$$[ كح = ن \times ك \times ح ]$$

حيث: كح= كمية الحرارة. ، ن= الحرارة النوعية للجسم.، ك= كتلة الجسم. ، ح= درجة حرارة الجسم.

وللتمييز بين درجة الحرارة وكمية الحرارة نسوق المثال التالي:

درجة حرارة مسمار من الحديد وزنه (250) غراماً بحدود (90) درجة مئوية، وأيضاً قطعة من الحديد وزنها بحدود (5000) غرام لها درجة حرارة المسمار نفسها (90° م). غير أن كمية الحرارة في كليهما مختلفة؛ إذ أن كمية حرارة القطعة الحديدية أكبر بكثير من كمية حرارة المسمار الحديدي، وهذا ما يتضح فيما لو وضعنا المسمار الحديدي في وعاء صغير من الماء البارد، ووضعنا أيضاً قطعة الحديد في وعاء مماثل، لوجدنا ارتفاعاً في درجة حرارة الماء أكثر في الوعاء الذي وضعت فيه القطعة الحديدية من الوعاء الذي وضع فيه المسمار الحديدي، وهذا يعني أن كمية الحرارة في القطعة الحديدية أكبر بكثير من كمية الحرارة في المسمار الحديدي.

ويمكننا أن نعرف كمية الحرارة التي تعطي لجسم ما إذا ما عرفنا درجة حرارته الأولية (قبل التسخين) ودرجة حرارته النهائية (عند انتهاء التسخين)، من العلاقة التالية ما بين كمية الحرارة ودرجة الحرارة:

$$[ \text{كج} = \text{ك} \text{ ن} ( \text{ح}_2 - \text{ح}_1 ) ]$$

حيث:

ح<sub>2</sub> = درجة حرارة الجسم النهائية.

ح<sub>1</sub> = درجة حرارة الجسم الأولية.

فلنفترض أن كتلتين مختلفتي الوزن (500 غ، 1000 غ) من المادة نفسها، درجة حرارتهما واحدة (الابتدائية 5° م، والنهائية 15° م) وحرارتهما النوعية واحدة. ولتكن واحداً (1)، فإن كمية الحرارة المضافة إلى كل منهما بعد التسخين تساوي:

$$\text{في الأولى} \quad = 500 \times 1 (15 - 5) = 5000 \text{ حريرة.}$$

$$\text{في الثانية} \quad = 1000 \times 1 (15 - 5) = 10.000 \text{ حريرة.}$$

وبما أن للغازات حرارتين نوعيتين، إحداهما في حال الحجم ثابتاً (ن ج) والأخرى في حال الضغط ثابتاً (ن ض)، والأولى تكون أقل من الثانية<sup>(1)</sup>. فإنه لمن الممكن معرفة

(1). الحرارة النوعية للهواء الجاف عند حجم ثابت (ن ج) = 717 كج/كل°.

. الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت (ن ض) = 1003 كج/كل°.

كمية الحرارة التي تتطلبها واحدة الكتلة لترتفع درجة حرارتها من (ح<sub>1</sub>) إلى (ح<sub>2</sub>) عندما يتغير كل من الحجم والضغط، وذلك باستخدام العلاقتين التاليتين<sup>(1)</sup>.

$$[ \text{كج} = \text{ن ج} ( \text{ح}_2 - \text{ح}_1 ) + \text{ض} ( \text{حج}_2 - \text{حج}_1 ) ]$$

$$[ \text{كج} = \text{ن ض} ( \text{ح}_2 - \text{ح}_1 ) + \text{حج}_2 ( \text{ض}_2 - \text{ض}_1 ) ]$$

حيث:

ح<sub>2</sub> = درجة الحرارة النهائية. ، ح<sub>1</sub> = درجة الحرارة الأولية.  
 ض = الضغط. ، حج<sub>2</sub> = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح<sub>2</sub>).  
 حج<sub>1</sub> = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح<sub>1</sub>).  
 حج<sub>ن</sub> = الحجم النوعي النظامي للهواء ومقداره :

1

$$\text{حج}_2 = 775 \text{ سم}^3 / \text{غ} \text{ أو } 0.775 \text{ م}^3 / \text{كغ} = \frac{1}{\text{ض}}$$

ض

## 2. 21 . قياس درجات الحرارة:

تقاس درجة الحرارة باستخدام موازين حرارة (ترمومترات) متنوعة (ميزان الحرارة الجاف، ميزان الحرارة الرطب، ميزان الحرارة العظمى، وميزان الحرارة الصغرى)، ومسجل درجة الحرارة (الترموغراف). ويستخدم في التعبير عن درجة الحرارة، ثلاث وحدات قياس، هي:

### 1 . مقياس سلسيوس (Celsius)، أو المقياس المئوي (السنتيغراد):

تكون في هذا المقياس درجة تجمد الماء النقي صفر درجة، ودرجة غليانه (100) درجة، والمسافة بين الدرجتين مقسمة إلى (100) قسم متساو، كل قسم هو درجة سلسيوس. وعلى الرغم من أن هذا المقياس ينسب إلى العالم السويدي أندريه سلسيوس

(1) – Neibarger, M & Others; Op. Cit. P. 75.

الذي وضعه عام (1736م)، غير أنه لما تجدر الإشارة إليه، هو أن (سلسيوس) في عام (1736م) افترض درجة غليان الماء صفر درجة، ودرجة تجمد الماء (100) درجة، وعمل بعده (ليننيوس Linnaeus) على عكس الأرقام، بحيث أصبحت درجة التجمد صفر، ودرجة الغليان (100) درجة (م، س).

## 2 . مقياس فهرنهايت:

واضع هذا المقياس العالم الألماني (جبريل دانيال فهرنهايت) عام 1721-1724م، متخذاً درجة التجمد الرقم (32 °ف)، ودرجة الغليان (212 °ف). والمسافة بين الدرجتين قسمت إلى (180) قسماً متساوياً، عرف كل قسم بدرجة فهرنهايت (°ف).

## 3 . المقياس المطلق (مقياس كلفن):

ولقد وضعه العالم الاسكوتلندي (كلفن Kelvin) الذي عاش خلال الفترة (1824 . 1907م). وفيه اعتمد الرقم (273.2) كدرجة تجمد للماء النقي، والرقم (373.2) كدرجة غليان للماء. والفارق بين درجتى التجمد والغليان مئة درجة، كل واحدة تعرف بالدرجة المطلقة أو درجة كلفن (ك).

ويعد المقياس السلسيوسي (المئوي) أكثر المقاييس استخداماً وشيوعاً، ومنذ عام (1948م) عد المقياس العالمي. علماً أن المقياس الفهرنهايتي، وأيضاً مقياس كلفن يستخدمان في بعض الأحيان حتى الآن.

ومن السهولة بمكان تحويل درجة الحرارة من مقياس إلى آخر: ففي حال التحويل

من المقياس السلسيوسي إلى المقياس الفهرنهايتي، نستخدم العلاقة التالية:

$$F = [(9/5) \times C] + 32$$

أو

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

9

$$[ F = 32 + (س \times 1.8) ]$$

$$[ F = 32 + \frac{س}{5} ]$$

5

مثال: 10° س = 50° ف

$$90 \quad 9$$
$$50^\circ \text{ ف} = 32 + \frac{\quad}{5} = 32 + (10) \frac{\quad}{5} = \text{ف}$$
$$50^\circ \text{ ف} = 18 + 32 = (10 \times 1.8) + 32 = \text{ف}$$

- أما في حال التحويل المعاكس، من المقياس الفردهيتي إلى المقياس السلسيوسي، فنستخدم العلاقة التالية:

$$C = (5/9) \times (F - 32) \quad \text{أو} \quad C = 0.55(F - 32)$$
$$5$$
$$[ \text{س} = \frac{( \text{ف} - 32 )}{9} ] \quad \text{أو} \quad [ \text{س} = 0.55 ( \text{ف} - 32 ) ]$$
$$9$$

مثال:

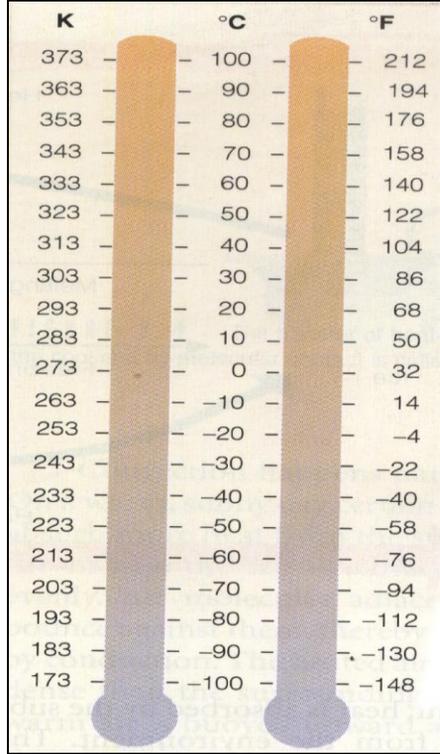
$$50^\circ \text{ ف} = 10^\circ \text{ س ( م )}$$
$$5 \quad 5$$
$$10^\circ \text{ م} = 18 \times \frac{\quad}{9} = (32 - 50) \frac{\quad}{9} = \text{س}$$
$$10^\circ \text{ م} = 18 \times 0.55 = (32 - 50) 0.55 = \text{س}$$

أما في حال التحويل من المقياس السلسيوسي إلى المقياس المطلق (كلفن) والعكس، فالأمر لا يتطلب سوى الجمع والطرح. فعند التحويل من الدرجة السلسيوسية إلى الدرجة المطلقة يضاف إليها (273.2)، وفي التحويل المعاكس يطرح منها رقم (273.2). والجدول الآتي يبين وحدات قياس درجة الحرارة، كما يوضحها الشكل ( )

جدول رقم ( ) وحدات قياس درجة الحرارة

الوحدة	الرمز	درجة التجمد	درجة الغليان
المئوي	°C	0°	100°
Celsius			

°212	°32	°F	Fahrenhei	الفهرنهايتي
°373.2	°273.2	°K	Kelvin	المطلق



الشكل (2 - 11) وحدات قياس درجة الحرارة

### التوزيع الشاقولي والأفقلي لدرجة الحرارة:

تختلف درجة الحرارة بين سوية وأخرى من سويات الجو. كما تتباين بين منطقة وأخرى من مناطق الكرة الأرضية.

### 1. التوزيع الشاقولي لدرجة الحرارة:

إن القاعدة العامة؛ هي تناقص درجة الحرارة مع تزايد الارتفاع عن سطح البحر في طبقة التروبوسفير. على أننا نجد في بعض الحالات وفي سويات محددة من الجو أن

درجة الحرارة تتزايد بدلاً من أن تتناقص، ونكون عندها أمام ظاهرة تعرف بالانقلاب الحراري . التي سنأتي على ذكرها فيما بعد ..

ويجدر بنا الإشارة مسبقاً إلى أن معدل تناقص الحرارة مع الارتفاع ليس واحداً، بل أنه كثير الاختلاف حسب الظروف، فمن ساعة إلى أخرى يتغير، ومن يوم إلى آخر، بل من فصل إلى فصل، يختلف في الجو الغائم عن الصافي، وفي الجو الرطب عن الجاف، كما يختلف في الجو الهادئ عن المضطرب. ومع ذلك فلقد دلت معظم الملاحظات على أن المعدل العام للتناقص هو بحدود (0.6 م) لكل (100 متر) ارتفاع، وهذا المعدل أكبر بحوالي (1000) مرة من معدل التناقص على المستوى الأفقي. ومن المسلم به أن درجة حرارة الهواء في الارتفاعات المنخفضة تكون أعلى في الجزء الذي يلي مباشرة سطح الأرض، والتناقص فيما بعد مع الارتفاع، حيث أن حرارة الجو ما هي إلا محصلة لفعل كل من الأشعة الشمسية والأرضية. على أن الهواء الأخفض الذي يكون أكثر حرارة ليس مرده إلى كونه نهاية الوعاء الذي يتلقى المصدر المباشر من الحرارة، لكن أيضاً بسبب كونه الأكثر كثافة ولاحتوائه على أكبر كمية من بخار الماء. وجزئيات الماء والغبار تعطيه القدرة على امتصاص أشعة أرضية أكثر بكثير من الهواء الأعلى قليل الكثافة والأجف والأكثر نظافة.

وكما ذكرنا يختلف معدل التناقص الحراري حسب حالة الجو، هل هو مشبع ببخار الماء، أو خال منه. وعندما يتمدد غاز في الوسط المحيط به فإنه يبذل جهداً ما، في حين أنه عندما ينكمش فإن الجهد المبذول يكون واقعاً عليه، فإذا كان ( $\Delta$  ج) هو التغير في حالة غاز من حيث الحجم عند ضغط (ض) فإن الجهد المبذول (د ش) بواسطة قوة الضغط يعبر عنه بالعلاقة:

$$[ \text{د ش} = \text{ض} \times \Delta \text{ ج} ]$$

وقد اتفق على اعتبار (د ش) مقداراً موجباً إذا تمدد الغاز وبذل جهداً على الوسط المحيط، كما تعد سالبة إذا انضغط الغاز نتيجة للضغط الخارجي . أي عندما يكون الجهد المبذول واقعاً عليه ..

إن عملية انخفاض درجة حرارة الهواء مع الارتفاع دون أن تضاف إليه أي وحدات حرارية من الخارج، يطلق عليها اسم عملية التناقص الذاتي (الكظوم) لدرجة الحرارة. ويمكننا أن نميز شكلين من أشكال التناقص الحراري الذاتي:

#### أ . معدل التناقص الذاتي (الكظوم) الجاف:

إذا ما ارتفع طرد هوائي نحو الأعلى، وهو منقطع عن التزويد بالحرارة من أي مصدر خارجي، فإن أي عمل سيقوم به سيعتمد به على طاقته الداخلية. وحيث أنه ينتقل من منطقة ذات ضغط أعلى إلى منطقة ذات ضغط أخفض، لذا فإن الهواء سيتمدد وسيبذل جهداً ضد الوسط المحيط به مستمداً إياه من طاقته الداخلية، التي تقل نتيجة لذلك، وتقل من جراء ذلك درجة حرارته. ومعدل تناقص درجة حرارة طرد هوائي مرتفع، معدل ثابت ما دام هذا الهواء جافاً، ويبلغ (0.98 م) لكل ارتفاع مقداره (100م). ويمكن حساب ذلك من العلاقة التالية<sup>(1)</sup>:

$$\left[ \frac{\Delta C}{C} = \frac{\Delta E}{E} \right]$$

$\Delta C$  = فرق درجة الحرارة.  $\Delta E$  = فرق الارتفاع.

C = الجاذبية الأرضية ومقدارها (9.8م/ثا<sup>2</sup>)

C = الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت وتساوي (1003 جول /كغ).

أو:

$$\left[ \frac{C}{E} = \frac{\Delta C}{\Delta E} \right]$$

حيث:

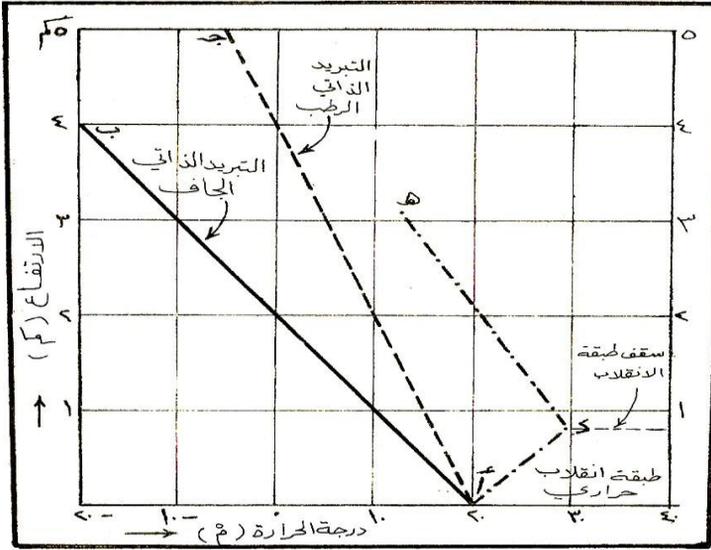
E = معدل التناقص الذاتي للحرارة مع الارتفاع.

(<sup>1</sup>)- Neiburger, M, and Others; Op. Cit, P. 76.

ومنه:

$$\Delta \text{ ح} = \frac{9.8}{100} = \frac{9.8 \times 100}{1003} = \frac{0.98 \text{ م} / \text{م} \times 100}{1003}$$

أما إذا هبط طرد هوائي إلى ضغوط أعلى فإنه سيتضاغط، وستزداد درجة حرارته بمعدل التناقص السابق نفسه.



شكل (2 - 12) التغير الشاقولي في درجة الحرارة

### ب . معدل التناقص الذاتي (الكظوم) الرطب:

هو المعدل الذي تتغير وفقه درجة حرارة هواء مشبع ببخار الماء يصعد إلى الأعلى، بحيث يكون تحت ظروف شبه ذاتية. وهذا المعدل أقل من معدل التناقص الذاتي الجاف، حيث أن الهواء المشبع عندما يصعد نحو الأعلى إلى ضغوط أخفض، فإنه يتمدد وتقل درجة حرارته فيكتثف بخار مائه وتتطلق الحرارة الكامنة منه فيكتسبها الهواء، وهذا ما يؤخر التبريد، حيث أن معدل التناقص للهواء المشبع بحدود (0.5) درجة مئوية لكل (100 م)، ذلك أن الحرارة النوعية لبخار الماء تكاد تبلغ ضعف الحرارة النوعية للهواء الجاف. وحسب العلاقة التالية:

$$\left[ \frac{\Delta \text{ح}}{\Delta \text{ع}} - \frac{\Delta \text{ج}}{\Delta \text{ح}} \right]$$

حيث: ح ن = الحرارة النوعية للهواء المشبع ببخار الماء عند ضغط ثابت وتساوي (1952) جول/م<sup>3</sup>/كغ.

أي

$$\frac{\Delta \text{ح}}{100} - \frac{9.8}{1952} = \frac{\Delta \text{ح}}{100}$$

ومنه:

$$\Delta \text{ح} = \frac{9.8 \times 100}{1952} = 0.5^\circ \text{م} / 100 \text{م}$$

وبوجه عام فإن العملية السابقة للهواء الصاعد لا تتم بالاتجاه المعاكس - في حال هبوط الهواء - لأن الهواء المشبع الذي فقد رطوبته وهو صاعد سيتبع المنحنى الذاتي الجاف وهو هابط<sup>(1)</sup>.

**درجات الحرارة المتجمعة:**

أصبحت درجات الحرارة المتجمعة أو التراكمية ذات أهمية كبرى لاستخدامها في مجالات جوية مختلفة، نورد أهمها في الآتي:

**1- في التسخين والتبريد المنزلي:** حيث صفر الراحة البشرية (18 م):

$$\text{مج ح} = (18 - \text{ح})$$

حيث:

(1) . عندما يرتفع الهواء المشبع نحو الأعلى ذاتياً إلى ضغط أقل، فإنه يتمدد وتقل حرارته ويتكثف جزء من بخار مائه إلى ماء أو ثلج، فإذا بقيت نواتج التكاثف موجودة في أثناء التبريد الذاتي، فإن هذه النواتج سوف تتبخر ثانية إذا ما زاد ضغط الهواء، وبذا يحتفظ الهواء بدرجة تشبعه. وهذه العملية عكسية وذاتية وتسمى عملية ذاتية مشبعة. ولكن ما يحدث في الغلاف الجوي هو أن عمليات التكاثف يعقبها هطول وإزالة لكل نواتج التكاثف. وهذه العملية تعرف باسم عملية شبه ذاتية، وهي عملية ليست عكسية.

مج ح = مجموع الوحدات الحرارية فوق (18 م).<sup>1</sup>

ح = المتوسط اليومي لدرجة الحرارة (م)

2- في الزراعية: حيث صفر النمو الوسطي للمحاصيل الشتوية (6 م) وللصيفية (10 م):

أ- لليوم:

$$\text{مج ح} = (\text{ح} - \text{صفر النمو})$$

ب- للشهر:

$$\text{مج ح} = (\text{ح} - \text{صفر النمو}) \times \text{عدد أيام الشهر}$$

ج- للسنة:

مج ح = مجموع درجات الحرارة التجميعية في شهور السنة.

حيث:

ح = المتوسط اليومي لدرجة الحرارة (م)

3- في الهيدرولوجيا: وجد العلماء الروس أن سماكة طبقة الجليد على أسطح الأنهار والبحيرات الداخلية في فصل الشتاء، ترتبط بالحرارة المتجمعة، وفق العلاقة التالية:

$$\{\text{سماكة طبقة الجليد} = 2.5 (\text{مج ح})^{0.52}\}$$

حيث: سماكة طبقة الجليد بوحدة السنتمتر. و(مج ح) تمثل مجموع درجات الحرارة في الأيام التي تتخفص فيها درجة الحرارة الصغرى عن الصفر المئوي<sup>1</sup>.

4- بصورة عامة: اقترح العالم الأمريكي (توم) في عام (1954) العلاقة التالية:

$$\sum t = t_0 + \bar{t} + \beta \sqrt{\sigma_t^2 \times n}$$

حيث:

$$\sum t = \text{مجموع درجات الحرارة المتجمعة.}$$

$$t_0 = \text{العتبة الحدية التي تحسب الحرارة المتجمعة على أساسها.}$$

$$\bar{t} = \text{المتوسط الشهري لدرجة الحرارة.}$$

$$\beta = \text{ثابت.}$$

<sup>1</sup> Landsberg, H; Physical Chimatology. 1968, P. 234

=n عدد أيام الشهر .

$\sigma_i$  = الانحراف المعياري للمتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة.

## 2-2-2- درجة الحرارة النسبية (Relative Temperature):

تمثل درجة الحرارة النسبية، النسبة المئوية للفرق بين متوسط درجة حرارة شهر ما، ومتوسط درجة حرارة أبرد الشهور، إلى المدى السنوي لدرجة الحرارة، وذلك يعبر عنه بالعلاقة التالية:

$$t\% = \frac{\bar{t} - t_{\min}}{t_{\max} - t_{\min}} \times 100$$

(t%) = الحرارة النسبية.

$\bar{t}$  = متوسط الحرارة اشهرية (م).

$t_{\min}$  = متوسط حرارة أبرد الشهور (م).

$t_{\max}$  = متوسط حرارة أحر الشهور .

والغاية من ذلك هي تسهيل مقارنة المسار السنوي لدرجة الحرارة بين محطات مختلفة.

والجدول التالي 2 - 4 يبين درجة الحرارة النسبية في مدينة سلمية بسورية:

الجدول (2 - 4)

الشهر	المتوسط الشهري للحرارة (م)	(المدى السنوي) $t_{\max} - t_{\min}$	درجة الحرارة النسبية (%)
كانون الثاني	6,0	0	0
شباط	7,5	1,5	7,2
آذار	10,9	4,9	23,6
نيسان	15,2	9,2	44,2
أيار	20,3	14,3	68,7
حزيران	24,7	18,7	89,9
تموز	26,7	20,7	99,5
آب	26,8	20,8	100,0
أيلول	24,0	18,0	86,8
تشرين الأول	19,0	13,0	62,5
تشرين الثاني	12,3	6,3	20,3
كانون الثاني	7,4	1,4	6,7

## 8 . الشذوذ الحراري:

توضح خرائط خطوط الحرارة المتساوية توزيع درجات الحرارة في العالم المعدلة إلى سطح البحر على أساس إبراز دور العاملين الرئيسيين المتحكمين في هذا التوزيع، وهما: أ . التوازن القائم بين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة، وذلك بافتراض أن سطح الأرض متجانس.

ب . الاضطرابات في النسق الحراري العام الذي ينتج عن عدم تساوي التسخين والتبريد في كل من اليابس والماء، والتيارات المحيطية وكتل الهواء السائدة... الخ من العوامل الجغرافية.

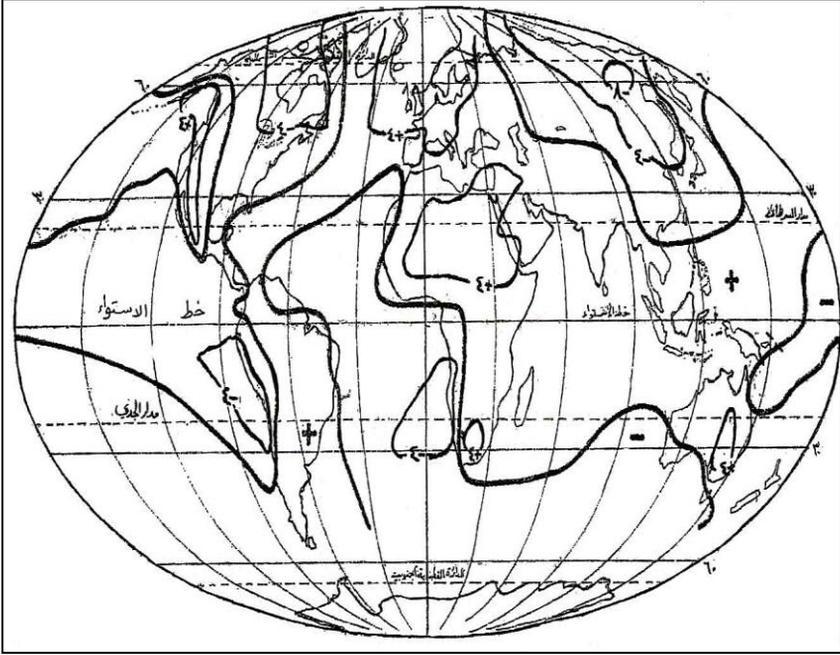
### ولفصل تأثير هذين العاملين فإنه يتم عن طريق:

أ . تحديد درجات الحرارة المتوسطة بالنسبة لخطوط العرض التي تبين توزيع درجات الحرارة اعتماداً على الإشعاع بالنسبة لسطح أرضي متجانس.

ب . وبالتالي تحديد الاختلافات ما بين درجات الحرارة المتوسطة الملاحظة في مكان ما، ومتوسط درجات الحرارة بالنسبة لموقع هذا المكان من خط العرض.

إن الاختلاف ما بين درجة حرارة ذلك المكان بالنسبة لخط العرض، هو ما يعرف بالشذوذ الحراري ( Thermal Anomaly ) الذي يمثل كمية الانحراف عن المعدل بسبب العوامل الجغرافية.

وللشواذ الحرارية خرائط كما هي الحال في خرائط خطوط الحرارة المتساوية وتعرف بخطوط الشذوذ الحراري المتساوي Isoano malous lines التي تصل بين الأماكن ذات الشذوذ الحراري المتساوي ويستعد عاملي الارتفاع وخط العرض عند رسمها، ولذلك فهي أكثر أهمية وأعظم فائدة من خطوط الحرارة المتساوية لأنها تبرز بصورة خاصة اثر الماء والتيارات البحرية على اليابس.



شكل رقم (2 - 13) الشذوذ الحراري السنوي

فمثلاً متوسط درجة الحرارة السنوية في أوكيوكيو (شيلي) الواقعة على خط عرض (20) جنوباً هو (19 م)، في حين نجد أن متوسط درجة الحرارة بالنسبة لخط العرض هذا تبلغ 22.8 م (الشذوذ الحراري = 22.8 - 19 = -3.8 م). أيضاً فإن متوسط درجة الحرارة في القاهرة على عرض (30) شمالاً يبلغ (21 م)، بينما متوسط حرارة درجة العرض 20 م (الشذوذ = 1 + م) - انظر الشكل التالي (37) لخطوط الشذوذ الحراري السنوي المتساوية ..

وتتركز الشذوذات الحرارية العظمى في نصف الكرة الشمالي نتيجة لكثرة تداخل كتلة اليابسة والماء وعظم امتدادها. في حين يكون الشذوذ على أقله في نصف الكرة الجنوبي المتجانس نسبياً. ففي شهر كانون الثاني، يكون الشذوذ إيجابياً فوق المحيطات وسلبياً فوق القارات، وتتركز قيم الشذوذ الإيجابي العظمى على طول الجوانب الشرقية من محيطات العروض المعتدلة، والحافات الغربية الملاصقة من القارات حيث تسود المياه المحيطية الحارة، فسواحل أوروبا الشمالية الغربية يتحقق عندها أكبر شذوذ إيجابي، حيث نجد أن قيمة الشذوذ على الساحل النرويجي تصل إلى أكثر من ( + 20 م). أما أدنى

قيم الشذوذ السلبي فنجدها في سيبيريا الشمالية الشرقية التي تكون أبرد بحوالي (27 م) من خط العرض الواقعة عليه. وفي الصيف تتقلب الآية حيث المحيطات تكون مركزاً للشذوذ السلبي، والقارات للإيجابي .

وتعد الشذوذات بمثابة مسارات لدرجة الحرارة مخالفة للقواعد العامة المعروفة. وتظهر هذه الشذوذات دور العوامل الجغرافية المحلية والجوية في التأثير على درجة الحرارة. وقد يكون الشذوذ على المستوى السطحي، أو على المستوى المنحني الشاقولي في درجة الحرارة.

### 1- الشذوذ الحراري الأفقي (السطحي):

الغاية من حسابه هو تحديد دور العوامل الجغرافية في التأثير على درجة الحرارة بالقياس إلى دور درجة العرض (العامل الفلكي)، ويحدد بالعلاقة التالية:  
(الشذوذ الحراري الأفقي = درجة حرارة المكان - درجة حرارة العرض الواقع عليه)  
ودرجة حرارة خط العرض معدلة إلى مستوى سطح البحر.

### 2- الشذوذ الحراري الشاقولي:

ونجده في مناطق الانقلابات الحرارية، حيث تكون درجة الحرارة في تزايد وليس في تناقص حسي القاعدة العامة.

$$\left[ \text{قيمة موجبة (+)} = \frac{\Delta C}{\Delta E} \right]$$

فلنعرف أن الانقلاب الحراري سطحياً في الألف متر الأولى من السطح، وأن درجة الحرارة عند سطح البحر (5 م) وعند ارتفاع (1000م) بحدود (12 م)، فإن معدل التغيرات الشاقولي في درجة حرارة طبقة الانقلاب =

$$7 \text{ م / كم} = \frac{7 - 5}{-1000} = \frac{5 - 12}{0 - 1000}$$

## الأساليب الإحصائية للتعبير عن درجات الحرارة:

إن الدرجات الحرارية التي تقدمها قياسات موازين الحرارة تدل على الحالة الحرارية في لحظة القياس. وعلى الرغم من أهمية الأرقام المطلقة لدرجة الحرارة التي تقدمها القياسات الرصدية لدرجة الحرارة، غير أنه لا بد في الدراسات المناخية من اختزال تلك القياسات الوفيرة لتكوين صورة عن الحالة العامة للحرارة اليومية أو الشهرية أو السنوية، وذلك باستخدام أنواع من المتوسطات الحرارية، كالتالي سنأتي على ذكرها بعد أن نتعرف ببعض المفاهيم المطلقة لدرجة الحرارة.

1 . درجة الحرارة اليومية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل، ويحدث ذلك في ساعات بعد الظهر.

2 . درجة الحرارة اليومية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل، ويحدث ذلك في ساعات الصباح الباكر.

3 . درجة الحرارة الشهرية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل.

4 . درجة الحرارة الشهرية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل.

5 . درجة الحرارة السنوية العظمى المطلقة: وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة.

6 . درجة الحرارة السنوية الصغرى المطلقة: وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة.

7 . المتوسط اليومي للحرارة: وهو عبارة عن المتوسط الحسابي لمجموع القراءات الساعية لدرجة الحرارة خلال يوم كامل (24 ساعة) على عدد تلك القراءات. ويمكن أن يحسب المتوسط اليومي أيضاً بقسمة مجموع الحرارة العظمى والصغرى ليوم واحد على اثنين.

8 . **المتوسط الشهري للحرارة:** ويمثل المتوسط الحسابي لمجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة في أي شهر. أو بعبارة أخرى؛ هو عبارة عن مجموع المتوسطات اليومية لأي شهر مقسوماً على عدد أيام الشهر. وهو من أكثر المتوسطات الحرارية شيوعاً.

9 . **المتوسط السنوي لدرجة الحرارة:** وهو عبارة عن الوسط الحسابي لمجموع المتوسطات الشهرية الأثني عشرية.

10 . **المتوسط الشهري لدرجة الحرارة العظمى:** ويمثل الوسط الحسابي لمجموع قيم درجات الحرارة العظمى المطلقة خلال أيام الشهر:

**مجموع 30 قراءة (حسب عدد أيام الشهر) // عدد أيام الشهر**

11 . **المتوسط الشهري لدرجة الحرارة الصغرى:** ويمثل الوسط الحسابي لمجموع قيم درجات الحرارة الصغرى خلال أيام الشهر:

**مجموع 30 قراءة (حسب عدد أيام الشهر) // عدد أيام الشهر**

12 . **متوسط الفترة لدرجة الحرارة:** وهو عبارة عن الوسط الحسابي، للمتوسط الشهري أو السنوي لدرجة الحرارة خلال فترة من الزمن (أكثر من سنة). فالمتوسط الشهري لدرجة الحرارة خلال فترة 25 سنة (1950 . 1984) = مجموع المتوسطات الشهرية خلال 25 سنة/25

13 . **المدى اليومي للحرارة:** وهو عبارة عن الفرق بين درجتي الحرارة العظمى والصغرى المسجلتين خلال يوم.

14 . **المدى السنوي للحرارة:** وهو عبارة عن الفرق ما بين متوسط حرارة أكثر شهور السنة حرارة، وأشدّها برودة.



## الفصل الثالث

### الضغط الجوي

#### 1 . تعريف الضغط الجوي:

الضغط الجوي؛ عبارة عن القوة التي يبذلها وزن الغلاف الجوي على سطح الأرض. أو بمعنى آخر؛ هو عبارة عن القوة التي يبذلها عمود من الهواء مساحة قاعدته الوحدة ( سم<sup>2</sup> واحد) ويمتد من مستوى سطح البحر . أو أية سوية أخرى . وحتى نهاية الغلاف الجوي. والقوة التي يمارسها أي وزن على جسم ما يتأثر بالجاذبية الأرضية، بالإضافة إلى قيمة الوزن.

ولقد وجد العالم الإيطالي تورشيلي في عام (1643م) بالتجربة، باستخدامه لأنبوبة زجاجية طولها (80 سم) مليئة بالزئبق ومنكسة على حوض زئبقي، أن الزئبق يبقى مرتفعاً في الأنبوبة حتى سوية (76 سم) فوق سطح الزئبق في الحوض، وقد علل ذلك بالضغط الذي يمارسه الغلاف الجوي على سطح الزئبق الحر، والذي لا بد وأن يكون مساوياً للضغط الناجم عن وزن عمود الزئبق. وفي عام (1648 م) أوضح باسكال (Pascal) إن ارتفاع عمود الزئبق يتغير مع ارتفاع المكان عن سطح البحر.

#### 5 . 2 . قياس الضغط الجوي:

يستخدم للتعبير عن قيمة الضغط الجوي، العديد من وحدات القياس: .

1 - المليمبار: وهو أكثر وحدات القياس استخداماً وشيوعاً في قياس الضغط الجوي. والمليمبار = 0.001 بار = 0.01 نيوتن = 1000 دينة / سم<sup>2</sup>. والدينية؛ هي القوة اللازمة لتحريك غرام واحد مسافة سنتيمتر واحد في ثانية واحدة. أو هي القوة المطبقة لوزن غرام واحد على سطح مساحته سنتيمتر مربع واحد.

2 - الهيكوتوباسكال ( ه . ب): والهيكوتوباسكال يساوي مليمباراً واحداً. وهو من الوحدات التي شاع استخدامها حالياً، نتيجة لاعتماده من المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، التي أوصت باستخدامه عالمياً.

3 . المليمتر زئبق: وهو أقل استخداماً من المليبار، والمليمتر زئبق الواحد = 1.333 مليباراً. وبذا فإن المليبار الواحد = 0.750 مليمتر زئبقاً.

4 . البوصة زئبق: وهي مقياس للأبعاد تدل على قيمة ارتفاع الزئبق في أنبوب الزئبق، كما هو الحال في المليمتر الزئبقي. وتكافئ البوصة الواحدة (33.86) مليباراً. والبوصة = 25.4 ملمتراً.

### 3 . 5 . الضغط الجوي القياسي:

يدل الضغط الجوي القياسي (المعياري، النظامي) على قيمة الضغط الجوي محسوبة في الأحوال الجوية الوسطى القياسية بالنسبة لمستوى سطح البحر، من حيث: الكثافة ودرجة الحرارة وتسارع الجاذبية. والأحوال القياسية للضغط الجوي هي:

1 . الضغط عند درجة الحرارة القياسية صفر درجة مئوية.

2 . الضغط عند قيمة تسارع الجاذبية الأرضية القياسي عند خط عرض (45) درجة تقريباً، ومقداره (980.665) سم/ ثانية مربع.

وتبلغ كثافة الزئبق القياسية عند صفر درجة مئوية مقدار (13.5951) غ/ سم<sup>3</sup>.

وبما أن الضغط الذي يمارسه وزن أي جسم يتناسب طردياً مع ذلك الوزن ومع الجاذبية الأرضية، وحيث أن وزن عمود الهواء الذي مساحته قاعدته سننمتر مربع واحد، والممتد من سطح البحر وحتى نهاية الغلاف الجوي يعادل وزن عمود من الزئبق مساحته قاعدته سننمتر مربع واحد وطوله (76.0) سم. لذا فإن الضغط الجوي القياسي عند مستوى سطح البحر =

الضغط الجوي القياسي = وزن عمود الزئبق × الجاذبية الأرضية

= (كثافة الزئبق × حجم عمود الزئبق) × الجاذبية الأرضية.

= (كثافة الزئبق × مساحة قاعدة عمود الزئبق × طول عمود الزئبق) × الجاذبية الأرضية.

دينة (1013242.69) = 980.665 × 1033.23 = (980.665 × 76 × 1 × 13.5951)

ولما كان المليبار الواحد يساوي قوة ألف دينة على السنتمتر المربع الواحد.

**1013242.69**

لذا فإن: الضغط الجوي القياسي =  $\frac{1013.2}{100}$  = 1013.2 مليبار.

**100**

وبما أن المليبار الواحد = 0.750 مليمتراً زئبقياً = 0.0295 بوصة زئبقاً، لذا فإن قيمة الضغط الجوي القياسية = 1013.2 مليباراً = 760 مليمتراً = 29.92 بوصة = 1013.2 هيكتوباسكال.

وفي بعض الأحيان تستخدم قيمة الضغط الجوي القياسية كوحدة قياس بالنسبة للضغوط الكبرى، ويطلق عليها اسم (جو). فإذا كانت قيمة الضغط معادلة للضغط الجوي القياسي وصف بأنه يعادل جواً واحداً، أما إذا زاد أو قل عنه فتحسب عندئذ نسبة الزيادة أو النقص. والجدول التالي (17) يبين قيم الضغط الجوي بالوحدات المختلفة.

جدول رقم (2 - 5):

مليبار / هيكتوباسكال	سنتمتر زئبق	بوصة زئبق	جو
940	70.51	27.76	0.926
950	71.52	28.05	0.937
960	72.01	28.53	0.947
970	72.77	28.65	0.957
980	73.51	28.94	0.967
990	74.27	29.24	0.987
1000	75.01	29.83	0.997
1013.2	76.00	29.92	جو واحد
1020	76.50	30.12	1.006
1030	77.27	30.42	1.016
1040	78.00	30.71	1.026
1050	78.77	30.01	1.025
1100	82.50	32.05	1.086
1500	112.50	44.25	1.480
2026.4	152.00	59.84	2.000

### . التغير الشاقولي في الضغط:

تتأثر وحدة الكتل الهوائية في الاتجاه الرأسى بقوتين هما قوة الجاذبية الأرضية، وقوة انحدار الضغط الجوي، وذلك على أساس إهمال القوى الرأسية الأخرى التي يكون لها أثر فعال في حال بعض الظواهر مثل العواصف. وبما أن كثافة الهواء تتناقص بصورة مضطربة مع تزايد الارتفاع عن مستوى سطح البحر، لذا فإن الضغط الجوي يتناقص مع هذا الاتجاه. أي مع الارتفاع. (شكل 50) مكوناً انحداراً رأسياً في الضغط الجوي اتجاهه نحو الأعلى. فإذا كانت ( $\Delta$  ض) تمثل معدل التغير الرأسى في الضغط الجوي الناتج عن فرق ارتفاع قدره ( $\Delta$  ع)، فإن معادلة انحدار الضغط (تدرج الضغط، أو غراديان الضغط) الرأسى تكون على الشكل التالي:

$$p = \frac{F}{A} \text{ or } p = \frac{dF}{dA}$$

$$\left[ \frac{\Delta \text{ ض}}{\Delta \text{ ع}} = \text{تدرج الضغط} \right]$$

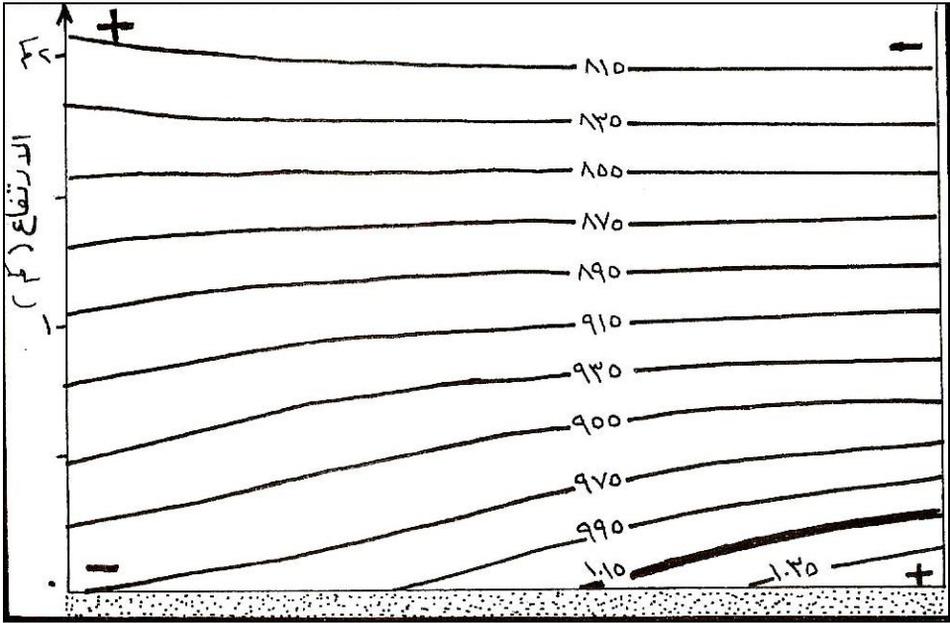
حيث:  $p$ : الضغط. و  $F$ : القوة العمودية. و  $A$ : المساحة.

فإذا كانت النقطة (أ) واقعة على ارتفاع قدره (1000م) فوق مستوى سطح البحر، وكان قيمة الضغط الجوي عندها (900) مليبار، وكانت النقطة (ب) على ارتفاع قدره (1500 م) عن سطح البحر، والضغط الجوي عندها بحدود (850) مليباراً، فإن تدرج الضغط الشاقولي بين النقطتين أ، ب =

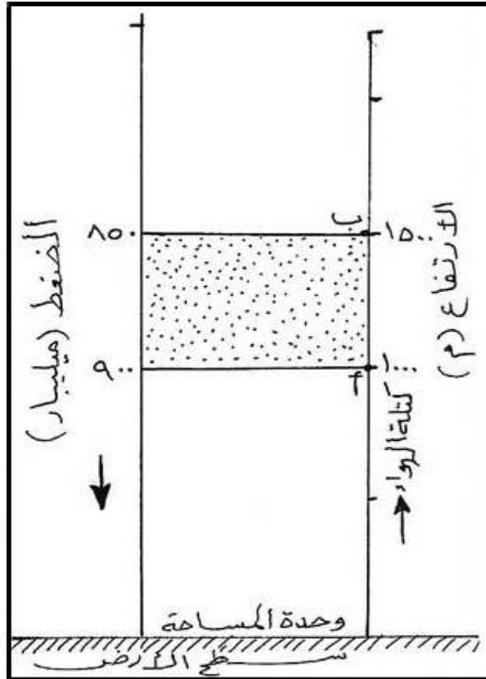
$$\Delta \text{ ض} \quad \text{ض}_1 - \text{ض}_2 \quad \Delta \text{ ع} \quad \text{ع}_1 - \text{ع}_2$$

$$= \frac{850 - 900}{1500 - 1000} = \frac{50}{500} = 0.1 \text{ مليبار/م واحد}$$

ويختلف معدل تغير الضغط مع الارتفاع، حيث يكون تدرج الضغط أسرع في الأجزاء الأقرب إلى سطح الأرض من الأجزاء الأبعد عنه، وذلك لكون كثافة الهواء تتناقص بمعدل أكبر في الأجزاء الأقرب إلى السطح. والجدول التالي يبين معدل تدرج الضغط مع الارتفاع.



شكل (2 - 14) اختلاف قيمة الضغط مع الارتفاع



شكل (2 - 15) تدرج (غراديان) الضغط الشاقولي

جدول رقم (2 - 6)

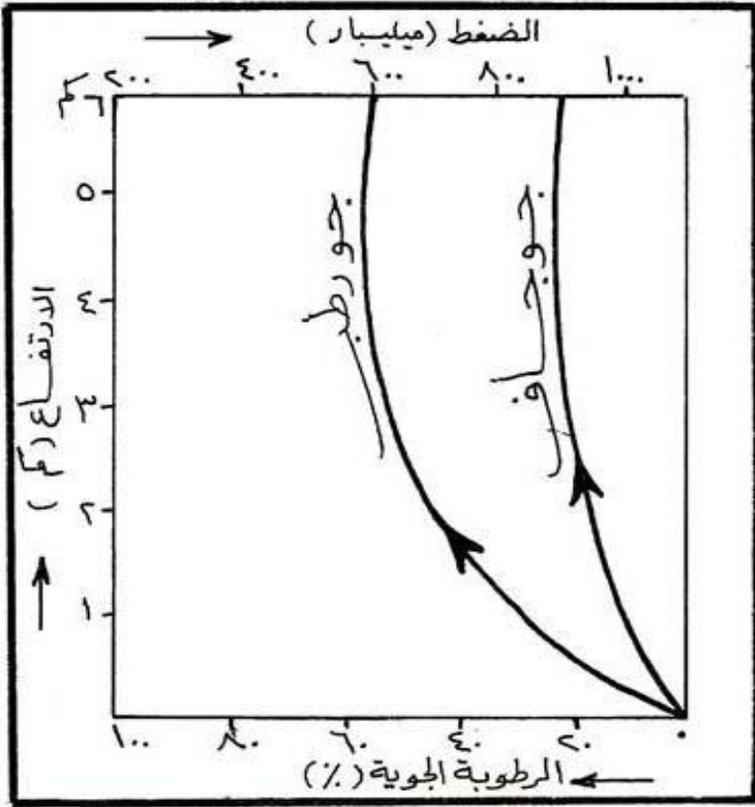
الارتفاع (م)	فرق الضغط (هيكثوباسكال/ مليونار)	تدرج الضغط (هيكثوباسكال/ مليونار/م)
1000 . 0	114.4	0.114
2000 . 1000	103.8	0.104
3000 . 2000	93.8	0.094
4000 . 3000	84.6	0.085
5000 . 4000	76.2	0.076
6000 . 5000	68.2	0.068
7000 . 6000	61.1	0.061
8000 . 7000	54.6	0.055
9000 . 8000	48.5	0.048
10000 . 9000	43.0	0.043
11000 . 1000	38.0	0.038
12000 . 11000	33.0	0.033

وبما أن كثافة الهواء تختلف باختلاف رطوبته، لذا فإن معدل تناقص الضغط يختلف في الهواء الجاف عنه في الهواء الرطب، فهو يزداد في الهواء الرطب، لكون كثافة الهواء الجاف أكبر من كثافة الهواء الرطب ( شكل 52). كما يختلف معدل تناقص الضغط مع اختلاف درجة حرارة الهواء، فهو يكون أقل في الهواء الحار من الهواء البارد. ونتيجة لاختلاف معدل تغير الضغط مع الارتفاع حسب الظروف الحرارية - التي تنعكس على كثافة الهواء .، فإن منظومات الضغط السطحية تتغير مع الارتفاع. والشكل ( ) يبين

العلاقة العامة ما بين حالة الضغط السطحية والتروبوسفيرية. إذ يتبين منه أن حجيرة الضغط المنخفض عند مستوى سطح البحر المؤلفة من هواء بارد (أ) تتقوى مع تزايد الارتفاع. بينما نجد أن الضغط المنخفض المؤلف من هواء حار (ب) يضعف مع الارتفاع ويتحول فوق ارتفاع (3000م) تقريباً إلى ضغط مرتفع. إن عمود الهواء الحار يكون ذا كثافة منخفضة نسبياً لكون سطوح الضغط تميل إلى الانتفاخ نحو الأعلى (ب)، بينما يكون الهواء البارد أكثر كثافة، وبالتالي فهو يميل إلى الانكماش نحو الأسفل مما يجعل سطوح الضغط تتخذ شكلاً مقعراً. وهكذا فإن حجيرة الضغط المرتفع السطحي ذات الهواء البارد (انتيسكلون بارد)، كما هو الحال في مرتفع سيبيريا الشتوي، تضعف مع تزايد الارتفاع لتتحول في الأعلى إلى ضغط منخفض (ج).

وتتميز المرتفعات الباردة بضعفها إذ نادراً ما يصل نطاق تأثيرها إلى ارتفاع يزيد على (2500م)، في حين أن الضغوط المرتفعة الآلية الحارة. في العروض الدافئة. تتعاظم مع زيادة الارتفاع (د) كما هو الحال في ويجدر بنا الإشارة هنا، إلى أن الأحوال الجوية، وتوزيعات الضغط الأفقية في الأجزاء العليا من الجو تقاس بالنسبة لسويات ضغط علوية ثابتة تعرف بسطوح الضغط المتساوية.

ولسطح الضغط قيمة ضغط جوي متوسطة واحدة في كافة امتداداته. وإذا كان السطح الضغطي (1013.2 هيكتوباسكالاً/ملياراً) هو السطح القياسي المعتمد عند مستوى سطح البحر، فإن السطوح الضغطية القياسية العلوية هي: 700، 850، 1000، 500، 300، 200، 100 هيكتوباسكال (مليار). ويتصف السطح الضغطي بكونه لا يمتد بشكل أفقي تماماً، بل نجده مائلاً وأحياناً متموجاً. انظر شكل (53) - لأن معدل تناقص الضغط مع الارتفاع ليس ثابتاً.

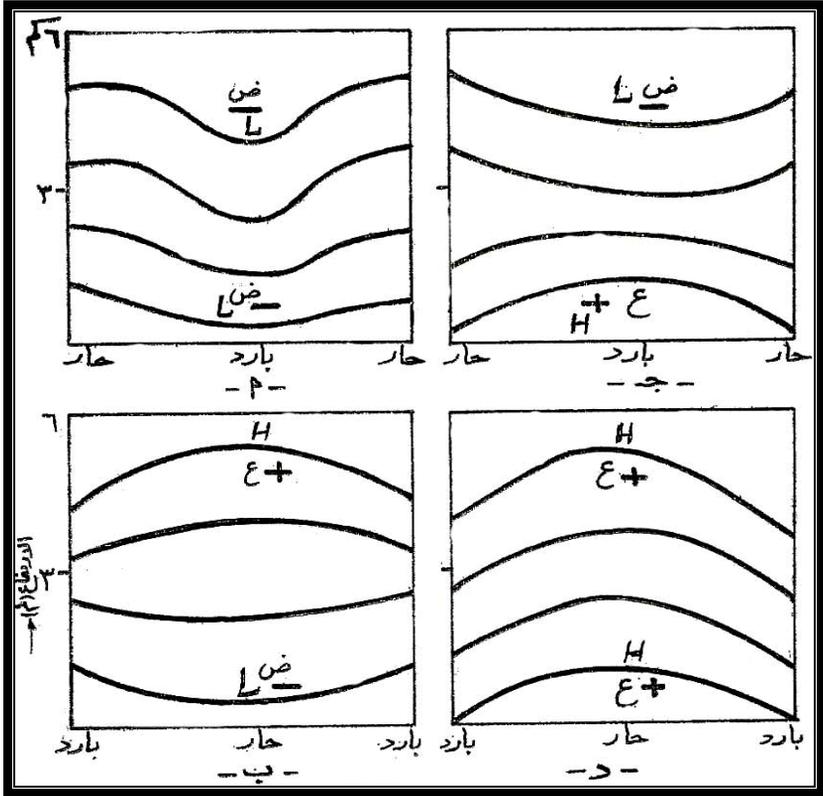


شكل رقم (2 - 16) منحنى تدرج (غراديان) الضغط حسب كون الجو رطباً أم جافاً

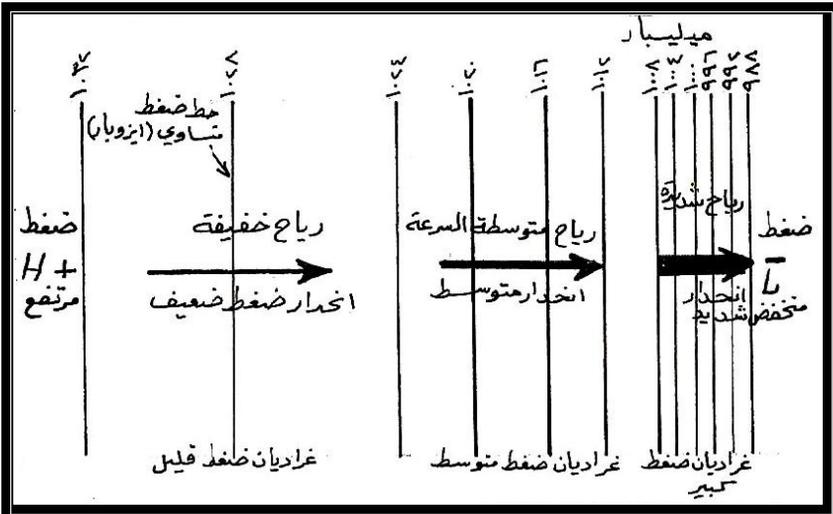
### 7.5 . التوزيع الأفقي للضغط:

#### 1.7.5 . التدرج الأفقي للضغط (غراديان الضغط):

تختلف قيمة الضغط أفقياً من منطقة إلى أخرى لاختلاف درجة قوة العوامل التي تؤثر على قيمة الضغط عند السطح. غير أن معدل تدرج الضغط الأفقي أقل بوجه عام من معدل التدرج الشاقولي. وتعكس درجة تقارب خطوط الضغط المتساوية وتباعدها، معدل تدرج الضغط، ودرجة انحداره. حيث أنه كلما ازداد اقتراب خطوط الضغط المتساوية من بعضها ازدادت درجة انحدار الضغط، وازدادت بالتالي قيمة معدل التدرج الأفقي للضغط، والعكس صحيح.



الشكل ( 2 - 17 ) العلاقة ما بين حالة الضغط السطحية (أسفل التروبوسفير) والعلوية (أعلى التروبوسفير)



شكل ( 2 - 18 ) العلاقة بين تدرج الضغط (غراديان الضغط) وانحداره وسرعة الرياح

ويعبر تدرج الضغط الأفقي، عن معدل تغير الضغط مع وحدة المسافة:

$$\text{غ} = \Delta \text{ض} / \Delta \text{ف}$$

وهو إما أن يستخدم ليشير إلى معدل تغير الضغط في وحدة المسافة، أو إلى معدل تغير الضغط بالنسبة لدرجة العرض. فالمسافة الفاصلة بين باريس وديجون تعادل 270 كم (خط نظر) وفرق الضغط الوسطي بينهما بحدود 18 مليباراً (1023، 1005) ولذا فإن:

$$\text{تدرج الضغط يساوي: } = 18 / 270 = 0.07 \text{ مليبار / كم.}$$

ولما كانت المسافة الفاصلة بين خطي عرض (111) كم، لذا فإن المسافة بين المدينتين تعادل: (2.4 = 111/270) درجة عرضية. ومنه أن تدرج الضغط الأفقي يعادل:

$$\text{ ( } 7.5 = \frac{1005 - 1023}{2.4} \text{ ) مليبار / درجة عرضية .}$$

وعادة فإن تدرج الضغط الأفقي يكون في الضغوط المنخفضة أكبر من الضغوط المرتفعة. ولقد وصل تدرج الضغط في يوم (25) أيار من عام (1881م) في أثناء سيطرة ضغط منخفض على الخليج الغربي قيمة تعادل (50.8) مليبارا / درجة عرضية<sup>(1)</sup>.

---

(1)- Peguy, Ch. P; Op. Cit, P. 106.

## - تحويل ضغط المحطة إلى مستوى سطح البحر:

يجب التمييز ما بين الضغط المقاسي أو المسجل في محطات الرصد الجوي، وسواها، بواسطة أجهزة قياس الضغط الجوي المختلفة، وما بين الضغط المحسوب أو المقدر، وهو الضغط المعدل إلى مستوى سطح البحر. فمحطات الرصد الجوي تقع على ارتفاعات متباينة عن مستوى سطح البحر، وبالتالي فإن سماكة الهواء فوقها مختلفة، ويختلف مع ذلك وزن عمود الهواء وكثافته وضغطه. فلا يختلف الضغط تبعاً لدرجة حرارة الهواء ورطوبته بجانب الارتفاع. ولذا فإنه من أجل إجراء عملية المقارنة بين قيم الضغط الجوي في المحطات المختلفة بغض النظر عن ارتفاعها، وتحديد نماذج الضغط، يتم تحويل قيم ضغط المحطة المقاس إلى مستوى سطح البحر.

ويعرف ضغط المحطة (Station Pressure) بالضغط الفعلي (Actual .P)، والضغط المعدل إلى مستوى سطح البحر، بضغط مستوى سطح البحر ( See Level Pressure).

1- إذا كانت المحطة واقعة عند سوية سطح البحر، فإن ضغطها الفعلي يكون مساوياً عندئذ لضغط مستوى سطح البحر.

2- إذا كان ارتفاع المحطة أعلى من مستوى سطح البحر، فيكون عندئذ الضغط عند مستوى سطح البحر مساوياً لضغط المحطة مضافاً إليه ضغط عمود من الهواء طوله يعادل فرق ارتفاع المحطة عن مستوى سطح البحر. ويكون طول هذا العمود ثابتاً بالنسبة للمحطة، غير أن وزن هذا العمود يرتبط بكثافة هواء المرتبطة هي أيضاً بدرجة حرارته. وليس هناك طريقة دقيقة لتعديل ضغط المحطات المرتفعة، إذ أن عملية تقدير ما يجب أن تكون عليه درجة حرارة عمود الهواء الافتراضي ليست دقيقة.

والجدول التالي 2 - 7 يبين قيم تعديل قراءة مقياس الضغط الزئبقي للمحطة إلى مستوى سطح البحر بوحدة الهيكنتوباسكال (مليبار)، في ظل درجات حرارة مختلفة.

الجدول (2 - 7)

درجة حرارة الهواء (أ)										الإرتفاع عن سطح البحر (متر)
28°	24°	20°	16°	12°	8°	4°	صفز	8°-	16°-	
1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	10
4.9	4.9	5.0	5.2	5.2	5.2	5.3	5.4	5.6	5.8	50
9.7	9.9	10.0	10.2	10.3	10.5	10.7	10.8	11.2	11.5	100
14.6	14.8	15.0	15.3	15.5	15.7	16.0	16.2	16.7	17.3	150
19.5	19.7	20.0	20.3	20.7	21.0	21.3	21.6	22.3	23.0	200
24.3	24.7	25.0	25.4	25.8	26.2	26.6	27.0	27.9	28.8	250
29.2	29.6	30.1	30.5	31.0	31.5	32.0	32.5	33.5	34.5	300
34.0	34.6	35.1	35.6	36.2	36.7	37.3	37.9	39.0	40.3	350
38.9	39.5	40.1	40.7	41.3	42.0	42.6	34.3	44.6	46.0	400
43.8	44.4	45.1	45.8	46.5	47.2	47.9	48.7	50.2	51.8	450
48.6	49.4	50.1	50.9	51.6	52.4	53.3	54.1	55.8	75.5	500
58.3	59.2	60.1	61.0	62.0	62.9	63.9	64.9	66.9	69.0	600
68.1	69.1	70.1	71.2	72.3	73.4	74.6	75.7	78.1	80.6	700
77.8	79.0	80.1	81.4	82.6	83.9	85.2	86.5	89.2	92.1	800
87.5	88.8	90.2	91.5	93.0	94.4	95.9	97.4	100.4	103.6	900
97.3	98.7	100.2	101.7	103.3	104.9	106.5	108.2	111.5	115.2	1000
116.7	118.4	120.2	122.0	123.9	125.9	127.8	129.8	133.8	138.1	1200
136.2	138.2	140.2	142.4	144.6	146.8	149.1	151.4	156.2	161.1	1400
155.6	157.9	160.3	162.7	165.2	167.8	170.4	173.1	178.5	184.1	1600
175.0	177.6	180.3	183.1	185.9	188.8	191.7	194.7	200.8	207.1	1800
194.5	197.4	200.3	203.4	206.5	209.7	213.0	229.3	223.0	230.1	2000

ج- أما بالنسبة للمحطات الواقعة في مناطق دون مستوى سطح البحر، فالضغط المعدل إلى مستوى سطح البحر يكون مساوياً ضغط المحطة مطروحاً منه ضغط عمود الهواء الذي طوله يعادل فرق ارتفاع المحطة عن مستوى سطح البحر، والذي يحسب من العلاقة التالية:

$$C = 34.68 - \frac{Hp}{Tv}$$

أو:

$$\frac{ع}{ح} - 34.68 = ض$$

حيث:

C(ض) = ضغط عمود الهواء (مليبار).

Hp(ع) = ارتفاع المحطة (م).

Tv(ح) = المتوسط السنوي لدرجة حرارة المحطة (كلفن).

حساب الارتفاع بدلالة تغير الضغط الجوي رأسياً:

في حال معرفة قيمة الضغط الجوي لمحطة ما تقع على ارتفاع غير معلوم، ومحطة أخرى أخفض منها، وأردنا معرفة فارق الارتفاع بين المحطتين، أو معرفة كم هو ارتفاع المحطة الأعلى عن المحطة الأدنى، نطبق العلاقة التالية

$$\Delta ع = 800 \frac{2(ض - 1ض) - (0.004 + 1)ح}{(2ض + 1ض)}$$

حيث:

$\Delta ع$  = فارق ارتفاع محطتي الرصد (م).

ض1 = قيمة الضغط في المحطة الأخفض.

ض2 = قيمة الضغط في المحطة الأعلى.

ح = وسطي درجة حرارة عمود الهواء بين المحطتين.

8000 = ناتج فيزيائي ناتج عن قسمة وزن الهواء على المتر المربع الواحد

(10333 كغ/م<sup>2</sup>) على وزن متر مكعب من الهواء الجاف (293، 1 كغ).

0,004 = ثابت فيزيائي يمثل التمدد الغازي حرارياً.

## الرياح

### 1. ما هي الرياح؟

ما الرياح إلا عبارة عن هواء متحرك حركة أفقية فوق سطح الأرض وقريباً منه أو في جوها العلوي. حيث يتحول بعض الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض إلى طاقة حركية تؤدي إلى جعل جزيئات الهواء بحالة حركة مستمرة. وتتم حركة جزيئات الهواء بين أماكن ذات ضغوط مختلفة، حيث تتحرك من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض. فالفروق الحرارية ما بين الأجزاء العليا والسفلى من الجو، وما بين خط الاستواء والقطبين، تعطي الطاقة اللازمة لتحويل القدرة الحرارية إلى قدرة حركية.

ومن النادر أن يكون جريان الهواء السطحي انسيابياً. نتيجة لشدة تضرس سطح الأرض، ووجود الكثير من المنشآت البشرية، والغطاء النباتي مختلف الكثافة والارتفاع. إذ تحدث عادة حركات غير انسيابية مع دوامات لها أشكال وأحجام شتى، وتتمثل الحركات غير الانسيابية في سرعات غير منتظمة واتجاه رياح غير ثابت. والرياح عموماً، كمية موجهة لها مقدار (سرعة) واتجاه، لذا يجب أخذ مركبتها هاتين بعين الاعتبار.

### 6. 2. مركبات الرياح:

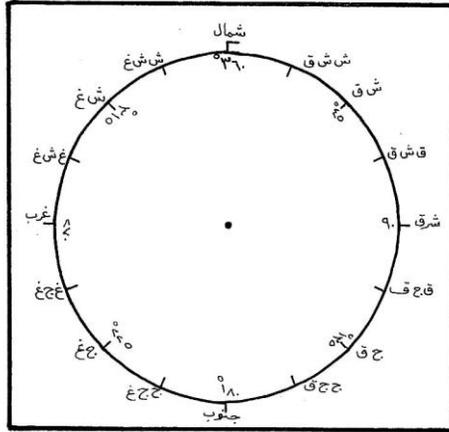
تمثل اتجاه الرياح وسرعتها مركبتها اللتين لا تنفصلان عن بعض. فما دام الهواء في حالة حركة فمعنى ذلك أنه يسلك اتجاهاً معيناً في حركته ويتحرك بسرعة معينة.

### 6. 2. 1. اتجاه الرياح، وطرق تحديده:

يعرف اتجاه الرياح، بأنه الاتجاه الذي تهب منه الرياح. وليس الاتجاه الذي تتجه نحوه.. فالرياح الجنوبية، هي تلك الرياح القادمة من الاتجاه الجنوبي متجهة نحو الاتجاه الشمالي. والرياح الشمالية الشرقية، هي التي تهب من الجهة الشمالية الشرقية.

ويعبر عن اتجاه الرياح بالدرجات مقاسة في اتجاه حركة عقارب الساعة ابتداء من الشمال الجغرافي (صفر درجة، أو 360 درجة) أو بدلالة نقط البوصلة. وهناك (32)

اتجاهاً رئيسياً فرعياً والجدول التالي يبين اتجاه الرياح وما يكافئها من الدرجات المناظرة لنقط البوصلة الاثنتين والثلاثين.



الشكل رقم (2 - 19) الجهات الرئيسية والفرعية معبراً عنها بالدرجات

جدول رقم (2 - 8):

اتجاه البوصلة	المكافئ بالدرجات	اتجاه البوصلة	المكافئ بالدرجات
ساكن	-	جنوب	180.00
شمال بالشرق	11.25	جنوب بالغرب	191.25
شمال شمال شرق	22.50	جنوب جنوب غرب	202.50
شمال شرق شمال	33.75	جنوب غرب بالجنوب	213.75
شمال شرق	45.00	جنوب غرب	225.00
شمال شرق بالشرق	56.25	جنوب غرب بالغرب	236.25
		غرب جنوب غرب	247.40
شرق شمال شرق	67.50	غرب بالجنوب	258.75
شرق بالشمال	78.75	غرب	270.00
شرق	90.00	غرب بالشمال	281.25
شرق بالجنوب	101.25	غرب شمال غرب	292.50
شرق جنوب شرق	112.50	شمال غرب بالغرب	303.75
جنوب شرق بالشرق	123.75	شمال غرب	315.00
جنوب شرق	135.00	شمال غرب بالشمال	326.25
جنوب شرق بالجنوب	146.25	شمال شمال غرب	337.50
جنوب جنوب شرق	157.50	شمال بالغرب	348.75
جنوب بالشرق	168.75	شمال	360.00

وفي حال هبوب الرياح بصورة كثيرة التكرار من جهة واحدة أكثر من غيرها فتدعى حينئذ بالرياح السائدة.

ويعين اتجاه الرياح باستخدام: إما دوائر الرياح، أو مسجل اتجاه الرياح، أو بالتقدير من خلال ملاحظة بعض العلامات الدالة.

## 2. سرعة الرياح:

كقياس سرعة الرياح بجهاز الانيموميتر ، وهي عبارة عن المسافة التي تقطعها جزيئات الهواء المتحركة في وحدة الزمن بين نقطتين في فترة زمنية محددة وغالباً ما تكون لعقدة، أو المتر/ ثا، أو الكيلو متر/ ساعة، أو الميل / ساعة، أو القدم / ساعة. وتعد العقدة من وحدات القياس شائعة الاستخدام بكثرة (العقدة الواحدة = 0.515 م/ثا). ويرمز لها برموز معينة على خرائط الطقس كالريشة أو نصفها أو المثلث الذي يمثل سرعة قدرها 48-52 عقدة/الساعة .

$$W.s = \frac{D}{T} \quad \frac{f}{z} = r$$

W.s = سرعة الرياح.

D = الف = المسافة المقطوعة.

T = z = الزمن (ثا، ساعة).

ومن الممكن اللجوء إلى الطريقة التي وضعها الاميرال السير فرنسيس بيفورت (Beafort) عام (1805م) لتقدير سرعة الرياح، وذلك بالاعتماد على قوة تأثير الرياح في الأشكال العامة الموجودة فوق سطح الأرض. ولقد ميز بيفورت (12) نوعاً من الرياح بجانب حالة السكون، والجدول التالي (20) يبين مقياس بيفورت لسرعة الرياح<sup>(1)</sup>.

(1)- Tarbuck, E.J & Lutgens, F. K; « Earth Science». Ohio, 1976, P. 317.

جدول رقم (2-9) مقياس بيفورت لسرعات الرياح:

الدرجة	نوع الرياح	السرعة : متر/ ثانية	الدلائل
0	ساكن	0 - 0.2	يرتفع الدخان رأسياً إلى أعلى.
1	نسيم عليل	0.3 - 1.5	يعرف اتجاه الرياح من حركة الدخان، وليس من دوارة الرياح.
2	نسيم خفيف	1.6 - 3.3	يشعر بالرياح على الوجه، وأوراق الأشجار. كما وتتحرك دوارة الرياح.
3	نسيم لطيف	3.4 - 5.4	أوراق الأشجار والأغصان في حركة دائمة. كما وتتحرك الرايات.
4	نسيم معتدل	5.5 - 7.9	ترتفع الأتربة والأوراق المتناثرة ويحرك الأفرع الصغيرة.
5	نسيم نشيط	8.0 - 10.7	تبدأ الأشجار الصغيرة المورقة بالتمايل. وتتكون الموجات على سطح مياه البحيرات.
6	نسيم قوي	10.8 - 13.8	تتحرك أغصان الأشجار الكبيرة. يسمع الصفير في أسلاك التلغراف. تستعمل المظلات بصعوبة
7	عاصفة غير مكتملة	13.9 - 17.1	تتحرك كل أجزاء الشجر. يشعر الإنسان بالضيق عند الحركة بعكس اتجاه الريح.
8	عاصفة	17.2 - 20.7	تتكسر أغصان الأشجار الصغيرة تعوق التقدم بصفة عامة.
9	عاصفة شديدة	20.8 - 24.4	يحدث تلف بسيط في المباني (تقتلع المداخل وأحجارها)
10	زوبعة	24.5 - 28.4	نادراً ما تتعرض لها اليابسة. تقتلع الأشجار، وتحدث أضراراً في المباني
11	زوبعة هوجاء	28.5 - 32.6	نادرة الحدوث جداً وتصاحب بخسائر فادحة.
12	إعصار (هيريكين)	أكثر من 32.7	دمار شديد على نطاق واسع.

القوى المحددة لاتجاه الرياح وسرعتها:

## 1 . الرياح السطحية:

إن الحركة الأفقية للهواء عند السطح هي محصلة لفعل مجموعة من القوى، هي الآتية:

### أ . قوة تدرج (انحدار) الضغط:

إن الاختلافات المكانية في الضغط الراجعة إلى أسباب حرارية وحركية، هي القوة الأساسية المتحركة في حركة الهواء أفقياً. ويعتبر تدرج الضغط هو القوة المولدة التي تسبب تحرك الهواء بعيداً عن مناطق الضغط المرتفع وبتجاه المناطق ذات الضغط المنخفض، على الرغم من أن هناك قوى متعددة تمنع جريان الهواء مباشرة عبر خطوط الضغط المتساوية بشكل متعامد معها. ويعبر عن قوة تدرج الضغط بالنسبة لوحدة الكتلة إحصائياً بالعلاقة التالية:

$$[ \text{ق غ} = - \frac{1}{\theta} \times \frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}} ]$$

حيث:

ق غ = قوة تدرج الضغط.

ث = كثافة الهواء .

$$\text{تدرج الضغط الأفقي} = \frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}}$$

وكلما ازدادت قيمة تدرج الضغط أي تقاربت خطوط الضغط المتساوية من بعضها . كلما ازدادت سرعة الرياح. وإذا ما افترضنا أن هذه القوة هي الوحيدة المتحركة في اتجاه الرياح وسرعتها، لاتجهت الرياح من مركز الضغط المرتفع تجاه الضغط المنخفض بشكل متعامد مع خطوط الضغط المتساوية.

وبما أن سرعة الرياح تتناسب طردياً مع تدرج الضغط، وحيث أن قيمة تدرج الضغط (انحداره) تكون في الضغط المنخفضة أكبر مما في الضغوط المرتفعة. لذا قام

بعض العلماء بوضع علاقات نظرية . تجريبية لتقدير سرعة الرياح اعتماداً على قيمة تدرج الضغط<sup>(1)</sup>. ففي حال الضغوط المنخفضة الضحلة التي تتلحق فيها خطوط الضغط المتساوية على شكل أقواس واسعة حول مركز المنخفض، فإن سرعة الرياح يمكن تحديدها بالعلاقة التالية:

$$[ ر = 6 \times غ ]$$

حيث:

$$ر = \text{سرعة الرياح (م/ثا)}.$$

$$غ = \text{تدرج الضغط (مليبار/درجة)}.$$

أما في حال كون المنخفضات عميقة وشديدة الانحدار - خاصة في المنخفضات صغيرة الحجم - فإن سرعة الرياح تحسب عندها من العلاقة التالية:

$$[ ر = 4 \times غ ]$$

وفي نظام الضغوط المرتفعة، فإن سرعة الرياح تعادل سبعة أضعاف قيمة تدرج الضغط، أي:

$$[ ر = 7 \times غ ]$$

ونتيجة لكون قوة تدرج الضغط تتناسب بصورة عكسية مع كثافة الهواء، لذا فإنه كلما ازدادت كثافة الهواء قلت سرعة الرياح، والعكس. وهذه العلاقة تعين على فهم سلوك الرياح العالية.

## 2 . قوة كوريوليس (Coriolis Force): (\*)

أو كما تعرف بقوة الأرض الحارفة. وهي القوة الناجمة عن دوران الأرض حول نفسها. حيث ينجم عن دوران الأرض حول نفسها من الغرب إلى الشرق تأثير على الرياح

(1)- Peguy, ch. P; Op. Cit, pp. 106 -107.

(\*) . جاسبار كوريوليس (1792 . 1843م) عالم فيزياء فرنسي، أوضح في عام (1835) رياضياً تأثير دوران الأرض على الأجسام المتحركة فوق سطحها.

الهابة في مناطق الأرض المختلفة المتأثرة بهذا الدوران (شكل 58). فقوة تدرج الضغط ليست هي القوة الوحيدة المؤثرة على حركة الرياح، بل هناك قوة أخرى من أهمها: قوة كوريوليس التي تؤثر على اتجاه الرياح؛ إذ ما أن تبدأ الرياح بالتحرك من مركز الضغط المرتفع تجاه مركز الضغط المنخفض، حتى تبدأ قوة كوريوليس فعلها حارفة الرياح إلى يمين خط انحدار الضغط - المتعامد مع خطوط الضغط المتساوية - في نصف الكرة الشمالي، وإلى يسار خط انحدار الضغط في نصف الكرة الجنوبي .

ويقتصر فعل قوة كوريوليس في التأثير على اتجاه الرياح فقط. أما على السرعة فليس لقوة كوريوليس أي تأثير، حيث لا تزيد ولا تنقص من سرعة الرياح، علماً أن درجة فعالية قوة كوريوليس على حرف الرياح تتناسب طردياً مع زيادة سرعة الرياح، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$[ ق ك = 2 \times ر \times ز \times جب Q ]$$

حيث:

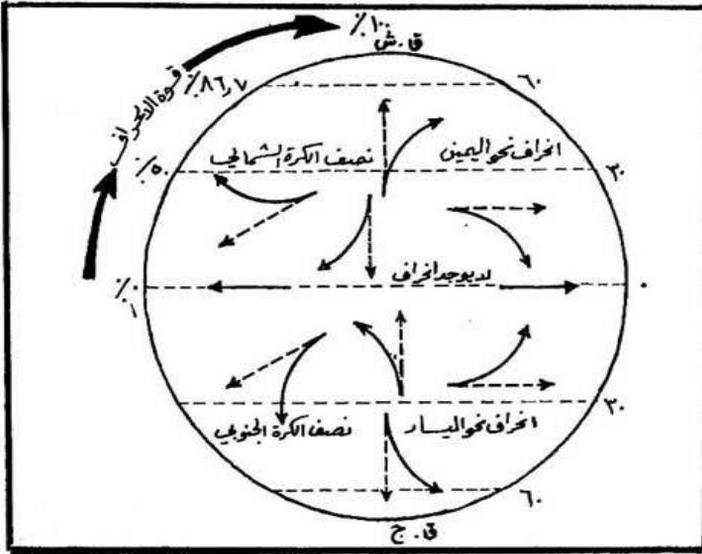
ق ك = قوة كوريوليس

ر = سرعة الرياح.

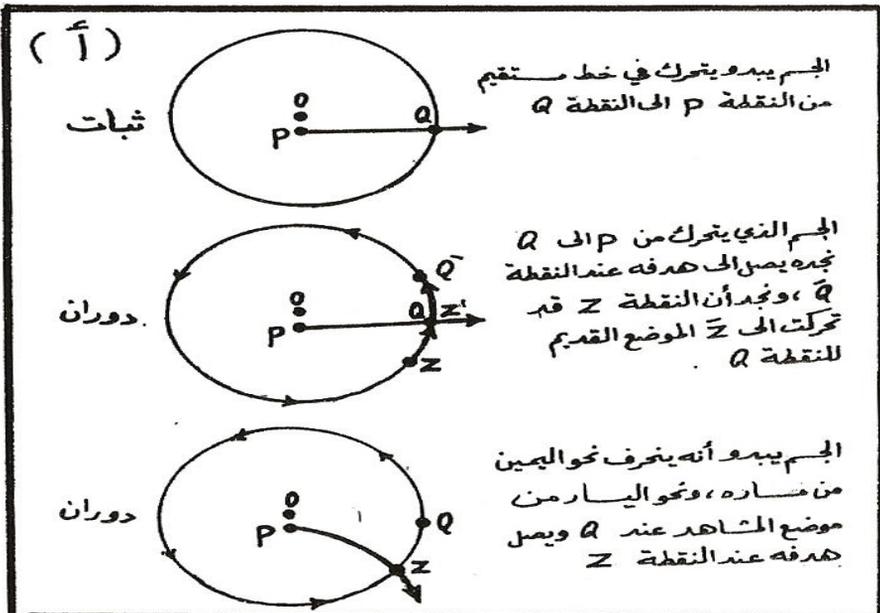
ز = السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها =  $7.29 \times 10^{-5}$  راديان / ثانية.

جب Q = جب درجة عرض المكان.

ويعرف المقدار: (2 ز جب Q) بمعامل كوريوليس (م ك).



شكل (2 - 20) التأثير المرئي لدوران الأرض على مجرى جسم متحرك



شكل (21 - 2) وجهة انحراف الرياح بفعل قوة كوريوليس

يستنتج مما تقدم أن قوة كوريوليس تتعدم عند خط الاستواء، حيث لا يوجد هناك انحراف لا نحو اليمين ولا نحو اليسار، حيث ( جب صفر = صفر). وحتى عند خطوط العرض المنخفضة القريبة من خط الاستواء، فإن تأثير قوة كوريوليس يكون صغيراً نسبياً. وتتزايد قيمة قوة الانحراف بتزايد درجة العرض كي تصل إلى أقصى قيمة لها عند القطبين ( جب درجة = 90 = 1). والجدول التالي يبين اختلاف قيمة معامل كوريوليس مع خط العرض، واختلاف قوة كوريوليس مع خط العرض ومع سرعة الرياح<sup>(1)</sup>. وهكذا يتضح لنا سبب هبوب الرياح التجارية من الاتجاه الشمالي الشرقي في نصف الكرة الشمالي، ومن الاتجاه الجنوبي الشرقي في نصف الكرة الجنوبي، وسبب كون الرياح القطبية أقرب إلى الاتجاه الشرقي.

### جدول رقم (2 - 10):

قوة كوريوليس بالنسبة لسرعات الرياح (م/ثا)			معامل كوريوليس (م ك) بالثانية	درجة العرض
5 م / ثا	10 م / ثا	50 م / ثا		
0	0	0	0	0
0.14	0.038	0.014	$5^{-10} \times 3.8$	15
0.52	0.073	0.036	$5^{-10} \times 7.3$	30
0.63	0.103	0.052	$5^{-10} \times 10.3$	45
0.71	0.126	0.063	$5^{-10} \times 12.6$	60
0.71	0.141	0.071	$5^{-10} \times 14.1$	75
0.73	0.146	0.073	$5^{-10} \times 14.6$	90

### 3. قوة التسارع المركزي (Centripetal Acceleration):

إن أي جسم يتحرك بطريق منحنٍ، لابد أن يتسارع باتجاه مركز الدوران تحت تأثير قوة الجذب المركزية، ويعبر عن قوة التسارع هذه (ق تع) بالعلاقة التالية:

ك ر 2

$$[ \text{ق تع} = \frac{\text{ك ر}^2}{\text{نق}} ]$$

(1)- Neiburgr. M, & Othors, Op. Cit. P. 103.

ك = كتلة الجسم المتحرك. ، ر = سرعة الجسم المتحرك.

نق = نصف قطر المنحنى الذي يسلكه الجسم المتحرك.

ولما كان لكل فعل رد فعل، لذا فإن قوة التسارع المركزية يقابلها قوة طاردة مركزية (نابذة) ناتجة عن سرعة الجسم الدائر حول المركز وباتجاهه، وتقوم هذه القوة بإبعاد الجسم المتحرك عن المركز، وتتناسب درجة فعلها طردياً مع مربع سرعة الرياح. وبما أن الأرض في حالة دوران، لذا فإنها تمارس قوة طرد مركزية للأجسام المتحركة على سطحها، تعاكس قوة الطرد المركزية لتلك الأجسام نحو مركزها<sup>(1)</sup>. ويتسبب عن تباين قوة الطرد المركزية انبعاج بسيط في كتلة الأرض في العروض المنخفضة، وانبساط قرب القطبين. ذلك أن السرعة لها التأثير الأكبر على قيمة القوة الطاردة المركزية. وبما أن سرعة دوران الأرض عند خط الاستواء أكبر من سرعتها عند القطبين، حيث يبلغ معدل سرعتها عند خط الاستواء (1670) كم/ساعة، وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء قلت سرعتها. إذ تبلغ (835) كم/ساعة عند خط عرض (60 °) شمالاً، لذا فإن القوة الطاردة المركزية تقل في اتجاه القطبين، وتكون هذه القوة متجهة من محور الأرض إلى الخارج.

إن تناقص الجاذبية الظاهر باتجاه خط الاستواء، هو انعكاس لتأثير قوة الطرد المركزية التي تعمل بصورة معاكسة لعمل الجاذبية المتجهة مباشرة نحو مركز الأرض. وتبدو أهمية هذه القوة واضحة بالنسبة لتدفق الهواء حول مراكز الضغط المرتفع والضغط المنخفض. كما سنرى فيما بعد بالنسبة لرياح الانحدار ..

#### 4. قوة الاحتكاك (Frictional Force):

وهي عبارة عن القوة الناجمة عن تأثير احتكاك الرياح بسطح الأرض. وتحت تأثير هذه القوة تقل سرعة الرياح لتهبط إلى حوالي ثلث سرعة الرياح العليا. غير المتأثرة بالاحتكاك. التي تهب بعيداً عن سطح اليابس، وإلى حوالي ثلثي قيمتها فوق البحر. كما يتغير اتجاه الرياح السطحية بفعل الاحتكاك، بحيث نجد أن الرياح السطحية لا تهب

(1) - قوة الطرد المركزية؛ هي قوة مساوية في قيمتها لقوة الجذب المركزية، لكنها معاكسة لها في الاتجاه، وتتوضح من خلال قانون نيوتن الثالث للحركة والذي ينص على أن «لكل فعل مساو له في المقدار ومعاكس له في الاتجاه»

موازية لخطوط الضغط المتساوية، إذ يؤدي الإقلال من سرعة الرياح إلى الإقلال من قوة كوريوليس. وإذا كانت قوة منحدر الضغط تعمل على تدفق الهواء عبر خطوط تساوي الضغط، فإن قوة الاحتكاك . بجانب قوة كوريوليس . تعمل على جعل الهواء يتدفق بالقرب من سطح الأرض عابراً خطوط تساوي الضغط من الضغط المرتفع إلى الضغط المنخفض باتجاه يساري . في نصف الكرة الشمالي . نحو مركز الضغط المنخفض، وبزاوية انحراف قدرها (25 . 35) درجة فوق مناطق اليابسة، وبين(10) - 20 درجة فوق المسطحات المائية.

ويكون تأثير قوة الاحتكاك أكبر ما يكون عند سطح الأرض في حال جريان الهواء فوق سطح خشن، حين تكون حركة الهواء بشكل غير انسيابي. ويقبل تأثير هذه القوة مع الارتفاع حتى تصبح مهملة عند قمة طبقة الاحتكاك على ارتفاع يقارب من (500 م . 1000 م).

وينجم عن تزايد تأثير الاحتكاك في الطبقات السفلى من الجو القريبة من سطح الأرض، إلى حدوث تجمع للهواء في مناطق الضغوط المنخفضة، وتفرق للهواء في مناطق الضغوط المرتفعة.

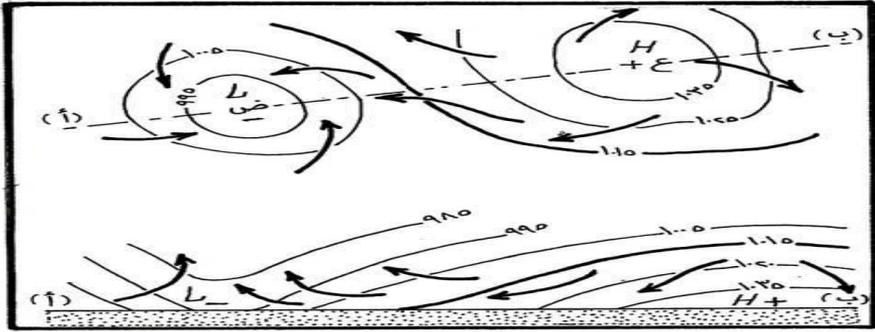
وتتمثل في الرياح السطحية فعالية كل من؛ قوة منحدر الضغط، قوة كوريوليس، وقوة الاحتكاك. ولو كانت قوتا كوريوليس ومنحدر الضغط، هما القوتان فقط المؤثرتان، لاتخذت الرياح عندئذ وجهة مسايرة لخطوط الضغط المتساوية. غير أن قوة الاحتكاك التي تعاكس في فعلها قوة كوريوليس مقللة من تأثيرها، بجانب التأثير المباشر للاحتكاك على حرف الرياح، تجعل الهواء المتدفق أفقياً يقطع خطوط الضغط المتساوي بشكل زاوي وجهته مركز الضغط المنخفض . (الشكل 61) ..

ونتيجة لكون سطح الماء أقل خشونة بكثير من سطح اليابس لذا فإن زاوية تقاطع الرياح مع خطوط الضغط المتساوية تكون أكبر فوق اليابس (25 . 35 درجة) مما فوق الماء (10 . 20 درجة).

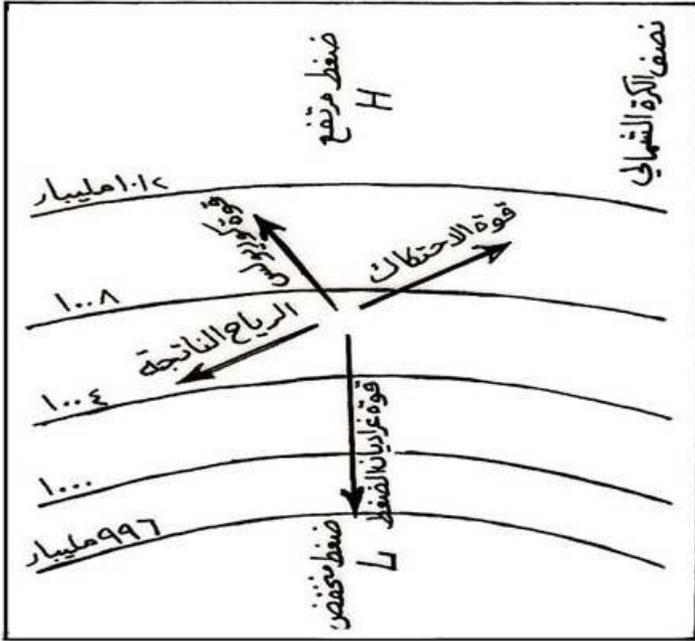
### 6 . 3 . 2 . الرياح العليا (الجيوستروفية):

تعتبر الرياح الجيوستروفية (Geostrophic) عن التوازن القائم فقط بين قوتي منحدر الضغط، وكوريوليس. وهي تلك الرياح التي تهب في المستويات العليا من الجو (طبقة التروبوسفير) بعيداً عن طبقة الاحتكاك، موازية لخطوط الضغط المتساوية، تاركة الضغوط المرتفعة إلى يمينها، والمنخفضة إلى يسارها في نصف الكرة الشمالي، والعكس في نصف الكرة الجنوبي. ولذا تكون هذه الرياح شرقية في العروض المنخفضة، وغربية في العروض الوسطى.

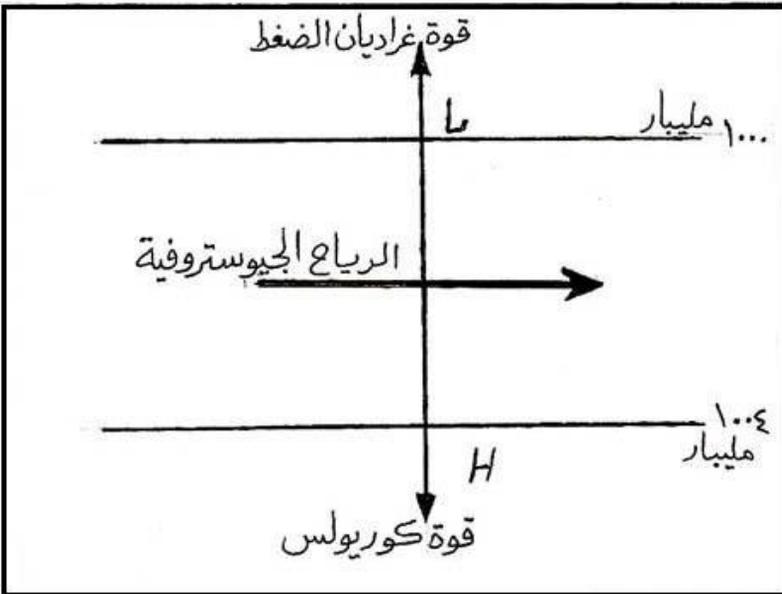
فعندما تؤثر قوة منحدر الضغط على جزء من الهواء، فإن هذا الهواء يتحرك متجهاً من الضغط المرتفع إلى الضغط المنخفض، ولكن ما أن يبدأ في حركته حتى تأخذ قوة كوريوليس بالتأثير عليه ومن ثم حرفه نحو اليمين في نصف الكرة الشمالي. وتزداد قوة كوريوليس ومقدرتها على الانحراف بازدياد سرعة الجزء المتحرك من الهواء حتى ينتهي الأمر بأن تصبح حركة الهواء موازية لخطوط تساوي الضغط، وذلك في الحالة التي تتوازن فيها قوة منحدر الضغط مع قوة كوريوليس التي تعمل باتجاه معاكس لقوة غزاديان الضغط.



شكل (2 - 22) تقارب الرياح وتباعدها



شكل (2 - 23) محصلة القوى المؤثرة على الرياح السطحية، والرياح الناتجة عن ذلك



شكل (2 - 24) رياح الجيوستروفية

وتحدد سرعة الرياح الجيوستروفية من العلاقة التالية:

$$[ \frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}} \times \frac{1}{\text{معامل كوريوليس} \times \text{ث}} = \text{جست} ]$$

جست = سرعة الرياح الجيوستروفية.

ث = كثافة الهواء.

$\Delta \text{ض}$  = قيمة تغير الضغط.

$\Delta \text{ف}$  = فرق المسافة.

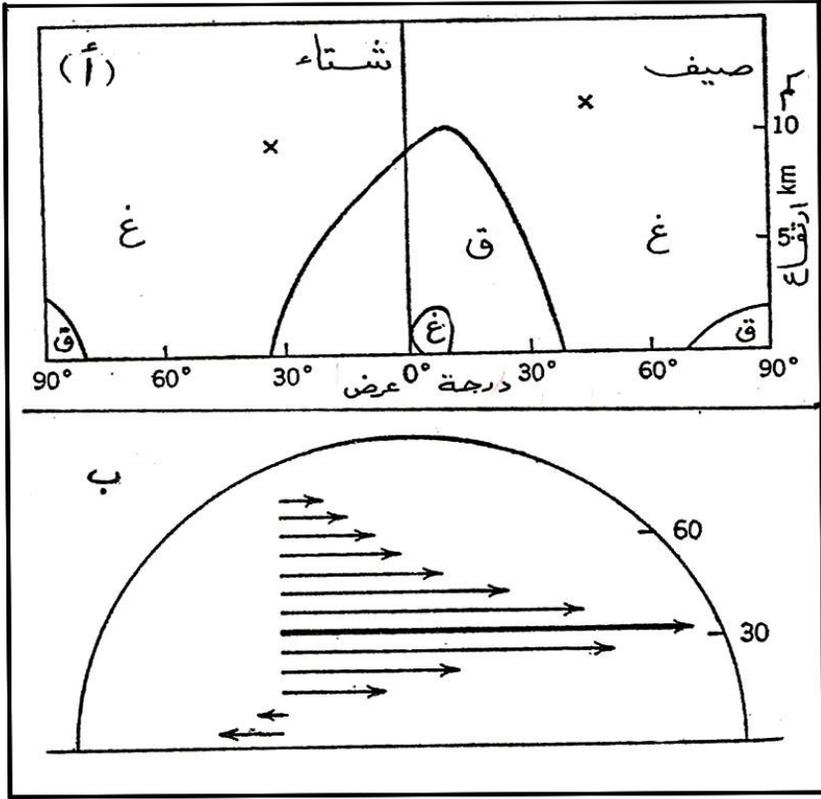
وهكذا نجد أن سرعة الرياح الجيوستروفية تتناسب عكسياً مع درجة العرض، كما أنها متناسبة عكسياً مع كثافة الهواء، وطرياً مع قوة منحدر الضغط. فمنحدر الضغط نفسه الذي يؤدي إلى رياح جيوستروفية ذات سرعة تعادل (15م/ثا) عند خط عرض 43 درجة (منحدر الضغط 34 مليباراً/ ساعة) يؤدي إلى رياح سرعتها فقط 10م/ثا (منحدر الضغط 23 مليباراً / ساعة) عند عرض (90) درجة<sup>(1)</sup>. وفي العروض المنخفضة فإنه نتيجة لأن قوة كوريوليس منعدمة، فإن الرياح الجيوستروفية تكون مندمجة تقريباً بحركة الهواء في الجو الحر، وتكون شرقية بوجه عام (شكل 63).

وفي أعالي طبقة التروبوسفير تشتد سرعة الرياح، وتزداد سرعتها في أماكن محددة ليبلغ وسطها بين (45 . 67) م/ثا، ولتصل في أقصاها إلى ما يزيد على (135) م/ثا. ونجد هذه السرعة القصوى متمركزة ضمن حزام واضح وضيق من الهواء وكأنه تيار مائي مندفع بسرعة، عند خط عرض 30 شمالاً. ويعرف هذا التيار الهوائي المنطلق بسرعات عالية باسم **التيار النفثات (Jet Stream)** : وهذا التيار عبارة عن كتلة من الهواء التي يزيد سمكها على (1000) م، وعرضها بين (500 . 650) كم، والتي تندفع أفقياً بسرعة شديدة، تبلغ أشدها في فصل الشتاء.

ويبدو أن موقع التيار متطابق مع عرض (درجة عرض) التدرج الأفقي الأعظمي لدرجة الحرارة، والمتوافق أيضاً مع معدل انتقال الطاقة الذي يبلغ حده الأعظمي عند خط

(1) – Barry, R.G & Charley.

عرض (30) درجة شمالاً تقريباً. كما يبدو أن للرياح الحرارية في أعالي الجو دوراً في ذلك. غير أن السبب الرئيسي لتمرکز التدرج الحراري الأفقي الطولاني في نطاق ضيق لم يزل غير معروف تماماً<sup>(1)</sup>.



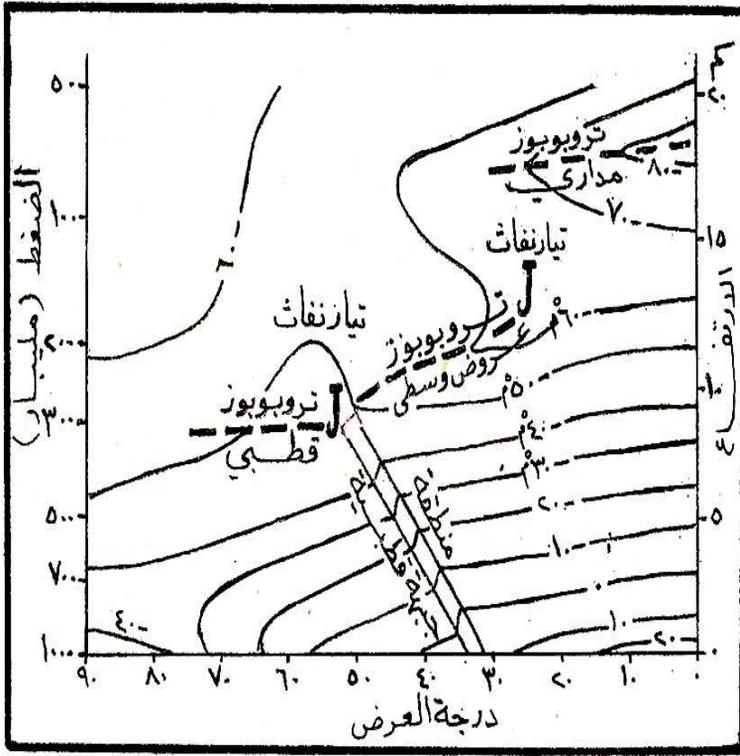
شكل (2 - 25) حركة الرياح في الارتفاعات العالية

وبالنظر إلى الشكل (2 - 26) الذي يبين التوزيع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، يظهر أن هناك تيارين نفاثين غربيين؛ الأول منهما هو: التيار النفاث القطبي المرتبط بالجبهة القطبية. والآخر هو التيار النفاث شبه المداري الذي يكون ملازماً للتدرج الحراري الأفقي الشديد في التروبوسفير الأعلى. ويتصف التيار

(1) - Barry, R. G & Chorley, R. J; Op. Cit, P. 138 -138.

النفث القطبي يكونه أقل انتظاماً في موقعه، وأقل استمرارية، من التيار النفث شبه المداري المتصف بكونه أكثر استمرارية.

وترتبط الاضطرابات الجوية السطحية مع التيارات النفثية ارتباطاً وثيقاً. حيث نجد أن هناك تلازماً ما بين موقع التيارات النفثية والجهة القطبية. وبالتالي فإن وجود التيار النفث عامل مساعد على تكوين الاضطرابات الجوية عند السطح، مع ما يرافق ذلك من طقس مضطرب<sup>(1)</sup>.



شكل (2 - 26) التوزيع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، وموقع التيارين النفثيين

### 6 . 3 . 3 . رياح الانحدار ( Gradient Wind ) :

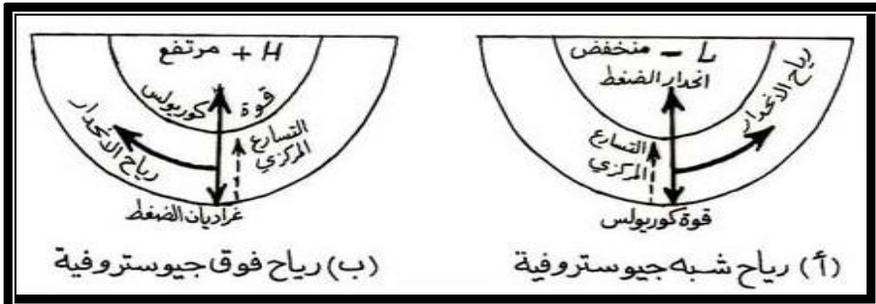
هي تلك الرياح غير المتأثرة بالاحتكاك والتي تهب بشكل مواز لخطوط تساوي الضغط في نظامي الضغط المرتفع والضغط المنخفض، في حال كون قوة كوريوليس أقل

(1) – Trewartha, G.T; Op. Cit.89.

من قوة تدرج الضغط أو أكبر منها. فرياح الانحدار هي محصلة لفعل ثلاث قوى هي: قوة تدرج الضغط، قوة كوريوليس، والقوة الطاردة المركزية.

ففي نظام الضغط المنخفض . في نصف الكرة الشمالي . حيث تكون القوة الطاردة المركزية متعاكسة مع قوة منحدر الضغط، وتعمل في اتجاه قوة كوريوليس نفسه، لكون قوة الجذب تتجه نحو مركز المنخفض، فإن رياح الانحدار تتدفق بشكل منحني مسايرة لخطوط الضغط المتساوية في وجهة معاكسة لوجهة حركة عقارب الساعة، نتيجة لاتزان مجموع قوتي كوريوليس والطاردة المركزية مع قوة تدرج الضغط. وتكون سرعة رياح الانحدار في هذه الحالة أقل من سرعة الرياح الجيوستروفية، وتعرف في هذه الحالة باسم الرياح شبه الجيوستروفية (subgeostrophic).

أما في نظام الضغط المرتفع فإن قوتي تدرج الضغط والطررد المركزية تعاكسان في عملهما قوة كوريوليس، وينجم عن توازن تدرج الضغط والطررد المركزية مع قوة كوريوليس أن تتدفق رياح الانحدار بشكل منحني مسايرة لخطوط الضغط المتساوية في وجهة مسايرة لوجهة حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي. وتكون سرعة تلك الرياح أكبر من سرعة الرياح الجيوستروفية، ولذا تعرف بالرياح فوق الجيوستروفية (Supergeostrophic).



شكل (2 - 27) رياح شبه الجيوستروفية (أ) ورياح فوق جيوستروفية (ب)

وعندما تضعف قوة كوريوليس أو تتلاشى . كما يحدث في العروض المنخفضة بالقرب من خط الاستواء . فإن القوة الطاردة المركزية تتعادل وحدها مع قوة تدرج الضغط، وتعرف الرياح الناتجة عن مثل هذا الاتزان بالرياح السيكلوستروفية (Cyclotrophic)

الرياح الدورانية). ومثل هذه الرياح لا بد أن يكون دورانها دائماً حول مركز الضغط المنخفض، وتأخذ قوة الطرد المركزية أهمية خاصة عندما تكون الرياح ذات سرعات عالية، وتتحرك بممرات منحنية جداً (حول منخفض عميق). وتحدث الرياح السيكلوستروفية في حالتين<sup>(1)</sup>:

أ . في المنخفضات العميقة بالقرب من خط الاستواء، حيث تكون قوة كوريوليس منعدمة. ويحصل عندها التوازن بين القوة الطاردة المركزية وقوة تدرج الضغط.

ب . في أعاصير البحر الضيقة، كالتورنادو.

ومن الممكن أن نعبر عن سرعة رياح الانحدار، بالعلاقة التالية<sup>(2)</sup>:

$$2 \times \text{جست}$$

$$[ \text{ر غ} = \frac{\text{جست}}{\text{نق}} ]$$

$$+1] (4 \times \text{جست}) / (\text{معامل كوريوليس} \times \text{نق})$$

ر غ = سرعة رياح الانحدار

جست = سرعة رياح الجيوستروفيك.

نق = نصف قطر الانحناء.

ويبدو من هذه العلاقة، أنه بالنسبة لجريان الهواء حول الضغط المنخفض (نق

إيجابية) أن [ ر غ > جست ]. بينما بالنسبة للجريان حول الضغط المرتفع، فإن [ ر غ <

جست ]، حيث تكون (نق) سلبية.

وفي مثالنا التالي ما يوضح ذلك:

إذا كانت:

$$\text{سرعة الرياح الجيوستروفية} = 7.5 \text{ م/ثا (عند خط عرض } 45).$$

(1)- Barry, R.G & Chorley, R.J, Op. Cit, P.122.

(2)- Neiburger, M and Others; Op. Cit, p. 107.

معامل كوريوليس =  $10.3 \times 10^{-5}$   
 نصف قطر الانحناء = 750 كم (75000 سم).  
 فتكون سرعة رياح الانحدار في الضغط المنخفض:

$$\text{رغ} = \frac{7.5 \times 2}{(75000 \times 10^{-5} \times 1.03) / 7.5 \times 4 + 1 + 1} = 6.9 \text{ م / ثا}$$

وسرعتها في الضغط المرتفع (نق = 750 كم = 75000 سم):

$$\text{رغ} = \frac{7.5 \times 2}{(75000 \times 10^{-5} \times 10.3) / 7.5 \times 4 - 1 + 1} = 8.4 \text{ م / ثا}$$

. قانون بويز بالوت (Buys Ballot):

وضع عالم الأرصاد الهولندي بويز بالوت ( 1817 . 1890م) في عام (1857م) قانوناً يحدد العلاقة ما بين اتجاه الرياح وتوزيعات الضغط الجوي، وما بين قوة تدرج الضغط وقوة كوريوليس<sup>(1)</sup>، وينص هذا القانون على أنه: «إذا وقف شخص وظهره إلى الرياح، فإن الضغط المرتفع يكون إلى يمينه، والضغط المنخفض إلى يساره في نصف الكرة الشمالي، والعكس في نصف الكرة الجنوبي». وهذا يعني أن الرياح تتحرك في نصف الكرة الشمالي حول مناطق الضغط المنخفض بعكس اتجاه حركة عقارب الساعة، وحول مناطق الضغط المرتفع باتجاه موافق لاتجاه عقارب الساعة، والعكس في نصف الكرة الجنوبي.

ومن السهل حساب سرعة الرياح الجيوستروفية من خرائط خطوط الضغط المتساوية ، وهذا يؤدي إلى حساب سرعة الرياح السطحية باستخدام العلاقتين الآتيتين:

(1) – Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, p. 31.

سرعة الرياح السطحية فوق البحار م / ثا =  $\frac{2}{3}$  سرعة الرياح الجيوستروفية

سرعة الرياح السطحية فوق اليابسة م / ثا =  $\frac{1}{2}$  سرعة الرياح الجيوستروفية

مثال: إذا كانت سرعة الرياح الجيوستروفية فوق منطقة زراعية تساوي 20م/ثا فما هي سرعتها بالقرب من السطح؟

ولحساب سرعة الرياح هنا نطبق المعادلة الثانية :

سرعة الرياح السطحية فوق اليابسة م / ثا =  $20 \times \frac{1}{2} = 10$  م / ثا

### 3-2-3- حساب جريان الرياح (Wind Run):

إن حركة الرياح المتوسطة من أي اتجاه خلال أية فترة زمنية، هي حاصل ضرب سرعة الرياح بعدد ساعات هبوب تلك الرياح من ذلك الاتجاه. وهي بذلك تعبير عن مجموع المسافة التي تقطعها الرياح التي تهب من الاتجاهات المختلفة خلال عدد ساعات هبوبها. والجدول التالي يبين حركة الرياح المتوسطة (جريان الرياح) خلال شهر كانون الثاني في مدينة بوسطن الأمريكية، خلال (24) سنة.

ويتم حساب متوسط سرعة الرياح من أي اتجاه، بجمع سرعة الرياح في كل مرة تهب منها لارياح من ذلك الاتجاه، ثم تقسيم مجموع سرعات الرياح على عدد مرات تكرار هبوبها بالسرعات المختلفة من ذلك الاتجاه، كما هو وارد في الجدول التالي الذي يبين اتجاه الرياح وسرعتها (م/ثا) في مرصد (بتافيا) في اندونيسيا (6.2 جنوباً - 106.8 شرقاً) خلال الأيام العشرة الأولى من شهر كانون الثاني لعام (1925).

### جدول رقم (2 - 11)

الاتجاه	شمال	شمال شرق	شرق	جنوب شرق	جنوب	جنوب غرب	غرب	شمال غرب
عدد الساعات	82	30	29	30	44	149	216	164
معدل السرعة (ميل/سا)	10	11	11	8	9	11	12	12
جريان الرياح (ميل)	820	330	319	240	396	1639	2592	1968

3167	4171	2638	637	386	513	513	1320	جريان الرياح (كم)	
------	------	------	-----	-----	-----	-----	------	-------------------	--

### جدول رقم (2 - 12)

2 بعد الظهر		1 بعد الظهر		12 ظهراً		11 صباحاً		10 صباحاً		الساعة
سرعة	اتجاه	سرعة	اتجاه	سرعة	اتجاه	سرعة	اتجاه	سرعة	اتجاه	التاريخ
18	ش	18	ش ق	12	ش ق	5	ق	10	ج ق	1
20	ش	25	ش ق	6	ش ق	16	ش ق	14	ق	2
20	ش غ	15	ش غ	16	ش	10	ش غ	5	ج	3
23	ش	20	ش	20	ش	6	ق	0	سكون	4
17	ش	11	ش ق	12	ش ق	13	ق	12	ق	5
25	ش	23	ش	18	ش ق	13	ش	18	ش ق	6
18	ش	3	ش ق	5	ش	1	ج ق	1	ج ق	7
18	ش	23	ش	10	ش	15	ش ق	5	ش ق	8
5	ش ق	4	ش ق	1	ش ق	11	ش ق	5	ج	9
17	ش غ	17	ش غ	12	ش غ	10	ش غ	3	ش ق	10

وهكذا نجد أن:

$$\frac{\sum Xn}{NXn} = \text{متوسط سرعة الرياح من الاتجاه الشمالي}$$

$\sum Xn$ : مجموع سرعات الرياح من الاتجاه الشمالي

$$NX: \text{عدد مرات هبوب الرياح من الاتجاه الشمالي} = \frac{259}{15} = 17.3 \text{ م / ثا}$$

$$\text{أما متوسط سرعة الرياح من الاتجاه الشرقي} = \frac{50}{5} = 10 \text{ م / ثا}$$

#### 4- حساب محصلة جريان الرياح (Resultent Wind Run):

توضح محصلة الرياح طبيعة الرياح السائدة، وهي ضرورية في جميع الأعمال العمرانية، كما أنها ضرورية في الكثير من المجالات الحيوية. وهناك طريقتان لحساب كحصلة الرياح:

**الأولى:** باستخدام علاقة إحصائية، وهي علاقة لامبرت (Lambert)، التي تفرق بين حركة الرياح من الشمال إلى الجنوبي (م ش)، ومن الغرب إلى الشرق (م غ). والعلاقة هي كالآتي-على أساس استخدام ثماني جهات:-

$$م ش = ش - ج + (ش غ + ش ق - ج غ - ج ق) \text{ تجب } 45 \text{ ٠}$$

$$م غ = غ - ق + (ش غ + ج غ - ش ق - ج ق) \text{ تجب } 45 \text{ ٠}$$

حيث: م ش = إجمالي الجريان الكلي للرياح من الشمال إلى الجنوب.

م غ = إجمالي الجريان الكلي للرياح من الغرب إلى الشرق.

أما في حال استخدام ستة عشر اتجاهاً للرياح، فعندئذ تصبح معادلة (لامبرت) على الشكل التالي:

$$م ش = ش - ج + (ش ش ق + ش ش غ - ج ج ق - ج ج غ) \text{ تجب } 22 \frac{1}{2} + (ش ق + ش غ - ج ف - ج غ) \text{ تجب } 45 + (ق ش ق + غ ش غ - ق ج ق - غ ج غ) \text{ تجب } \frac{1}{2} \\ 67$$

$$م غ = غ - ق + (غ ش غ + غ ج غ - ق ش ق - ق ج ق) \text{ تجب } 22 \frac{1}{2} + (ش غ + ج غ - ش ش ق - ج ج ق) \text{ تجب } \frac{1}{2} \\ 67$$

حيث أن:

$$\text{تجب } 22 \frac{1}{2} = 0.9, \text{ تجب } 45 = 0.7, \text{ تجب } 67 \frac{1}{2} = 0.4$$

ومن الأسهل استخدام ثمانية اتجاهات، ويتم ذلك إذا كانت المعطيات تمثل ستة عشر اتجاهاً بقسمة كل من الاتجاهات الثانوية (ش ش ق، ق ش ق، ق ج ق، ج ج ق، ج ج غ، غ ج غ، غ ش غ، ش ش غ) على اثنين، وإضافة نصف الناتج إلى الاتجاه الواقع إلى اليمين والنصف الآخر إلى الاتجاه الواقع إلى اليسار.

وبعد الحصول على جريان الرياح من الشمال إلى الجنوب (n.w)، ومن الغرب إلى الشرق (w.e)، نستخدم العلاقة التالية للحصول على محصلة جريان الرياح (ص):

$$\text{محصلة جريان الرياح} = \sqrt{(n.s)^2 + (w.e)^2}$$

ويمكن حساب الزاوية التي تصنعها محصلة الرياح مع الاتجاه الأكثر جرياناً، وفقاً للعلاقة التالية:

$$\text{ظل يه} = \left[ \frac{n.w}{w e} \right]$$

كما يمكن حساب معدل سرعة محصلة الرياح من تقسيم محصلة جريان الرياح على طول الفترة الزمنية (ساعة):

(معدل سرعة محصلة الرياح = محصلة جريان الرياح ÷ الفترة الزمنية)

فإذا افترضنا أن محصلة جريان الرياح = 7026 كم، وأن الفترة الزمنية لجريان الرياح تلك = 744 ساعة، فإن معدل سرعة محصلة الرياح عندئذ:

$$= \frac{7206}{744} = 60.687 \text{ كم/ساعة} = 2.691 \text{ م/ثا.}$$

**الثانية:** باستخدام طريقة بيانية بسيطة، تتم باختصار القراءات الخاصة بالسته عشر اتجاهاً إلى ثمانية اتجاهات (بالطريقة التي ذكرناها سابقاً)، ثم اختصار الاتجاهات الثمانية إلى أربعة اتجاهات بقسمة كل من الاتجاهات الفرعية (ش ق، ج ق، ج غ، ش غ) على اثنين، وإضافة نصف الناتج إلى احد الاتجاهين القريبين. والنصف الآخر إلى الاتجاه الرئيسي الآخر القريب - فنصف الاتجاه (ش ق) يضاف إلى الاتجاه الشرقي (ق)، والنصف الآخر يضاف إلى الاتجاه الشمالي (ش)، وهكذا بالنسبة إلى بقية الاتجاهات.

ثم تحول المعلومات الخاصة بالاتجاهات الأربعة إلى اتجاهين رئيسيين فقط، ويتم ذلك بجمع قيمة كل اتجاهين متقابلين من الاتجاهات الأربعة الرئيسية (شمال-جنوب، غرب-شرق) جمعاً جبرياً - أي يأخذ الشمال والشرق موجبين، والجنوب والغرب سالبين، أو العكس.

وبعد الحصول على اتجاهين فقط، وهما إما، شمال وشرق، أو شمال وغرب، أو جنوب وشرق، أو جنوب وغرب، نقوم بإنشاء محورين متعامدين ممثلين للاتجاهين الناتجين بطول يتناسب مع قراءتهما، ثم نقيم عموداً من نهاية قراءة كل عمود على الآخر

حتى نقطة الالتقاء، لنحصل بذلك على شكل مستطيل، يكون محوره (قطره) هو المحصلة المطلوبة اتجاهاً ومقداراً-شكل()-.

مثال لحساب محصلة الرياح بيانياً: الجدول التالي ( ) يبين النسبة المئوية لمعدل تردد هبوب الرياح من الاتجاهات المختلفة خلال الفترة (1960-1969) في تدمر:

جدول رقم (2 - 13)

1- ستة عشر اتجاهاً

ش غ	ش غ	غ ش غ	غ	غ ج غ	ج غ	ج ج غ	ج	ج ج ق	ج ق	ق ج ق	ق	ق ش ق	ش ق	ش ق	ش	سكون	نسبة التردد، (%)
2.8	6.0	14.1	35.1	7.1	2.4	1.4	1.4	0.7	0.9	1.0	3.3	3.1	4.0	3.3	3.2	10.5	

2- ثمانية اتجاهات:

ش غ	غ	ج غ	ج	ج ق	ق	ش ق	ش	الاتجاه
14.4	45.3	6.6	6.4	1.4	3.6	7.2	6.2	نسبة التردد، (%)

3- أربعة اتجاهات:

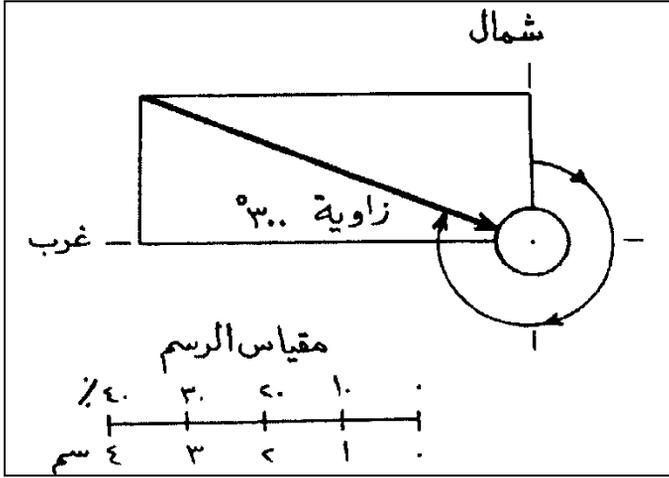
غ	ج	ق	ش	الاتجاه
55.8	6.4	9.7	17.0	نسبة التردد، (%)

4- اتجاهين: إذا اعتبرنا غ(+)، ق(-)، ج(+)، ش(-)، وبالجمع الجبري لكل اتجاهين متقابلين نحصل على اتجاهين فقط:

$$\text{غ} + \text{ق} = 55.8 + (9.7-) = 46.1+$$

$$\text{ج} + \text{ش} = 6.4 + (17.0-) = 11.6-$$

بعد ذلك تمثل المحصلة بيانياً في الشكل التالي



شكل رقم (2 - 28) محصلة الرياح السنوية في تدمر

### 3-2-5- ثبات هبوب الرياح (The Steadiness of the Wind):

يشير هذا المصطلح إلى درجة استمرارية هبوب الرياح من اتجاه من الاتجاهات. ويعبر عن ثبات الرياح، كنسبة مئوية لمحصلة جريان الرياح إلى مجموع جريان الرياح من الاتجاهات المختلفة.

محصلة جريان الرياح

معدل ثبات محصلة الرياح =  $100 \times \frac{\text{محصلة جريان الرياح}}{\text{مجموع جريان الرياح من الاتجاهات المختلفة}}$

وبحساب محصلة جريان الرياح للمعلومات الواردة في الجدول (77) نجد أنها تبلغ 7165 كم، كما أن مجموع جريان الرياح من الاتجاهات المختلفة يبلغ 13345 كم، وعليه

$$\text{فإن معامل ثابت الرياح} = \frac{7165}{13345} \times 100 = 54\%$$

ويتراوح معامل ثابت الرياح بين الصفر و 100، وكلما ازدادت قيمة معامل الرياح كانت الرياح أكثر ثباتاً في هبوبها.

### 3-2-6- نفحية الرياح (Gustiness):

تحسب نفحية الرياح عادةً خلال فترات زمنية قصيرة، ويمكن الحصول على البيانات اللازمة لحسابها من سجل سرعة الرياح (الانيموغرام). والمعادلة المتبعة في حسابها، هي:

$$\text{نفحية الرياح} = \frac{\text{السرعة القصوى} - \text{السرعة الدنيا}}{\text{معدل السرعة}}$$



## الفصل الرابع

### الرطوبة الجوية والتبخّر

تشير الرطوبة الجوية إلى المحتوى الهوائي من بخار الماء، والذي تختلف نسبته في الجو من مكان إلى آخر، وتختلف حسب الزمن. ولهذا الاختلاف انعكاسات واضحة على ظواهر الطقس والمناخ.

#### 1. 10. صور الماء وتحولاته:

يوجد الماء في الغلاف الجوي . وبخاصة في الأجزاء السفلى منه . بصورة غازية على هيئة بخار ما . هذا البخار الذي يتكاثف من أن إلى آخر مشكلاً الضباب والندى والسحب التي تصحبها ظواهر جوية معينة. ويدخل الماء إلى الغلاف الجوي عن طريق تبخره من سطح التربة والمسطحات المائية، ونتحه من النباتات، ثم يعود هذا الماء المتبخر ثانية إلى الأرض بأشكال متعددة (أشكال التهطال السائل والصلب)، وهكذا، بحيث تتمثل دورة مائية ما بين سطح الأرض وغلافها الجوي السفلي. ويطلق على الهواء المكون من هواء جاف وبخار ماء اسم الهواء الرطب.

ويمكن أن يتواجد الماء في الطبيعة في صور ثلاث:

أ . صورة صلبة (جليد).

ب . صورة سائلة (ماء).

ج . صورة غازية (بخار ماء).

ويتحول الماء بسرعة من صورة إلى أخرى، بطريقة مباشرة أو غير مباشرة.

والعمليات التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورة إلى أخرى، هي الآتية:

1 . التبخّر (Evaporation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من

صورته السائلة إلى صورته الغازية.

2 . التكاثف (Condensation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من

صورته الغازية (بخار ماء) إلى صورته السائلة، وهي عملية معاكسة لعملية التبخّر.

3 . التجمد (Freezing): عملية تحول الماء من صورته السائلة إلى صورته

الصلبة (جليد).

- 4 . الانصهار أو الذوبان (Melting): والمقصود بهذه العملية، هو تحول الماء من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة، وهي عملية معاكسة للتجمد.
- 5 . التسامي (Sublimation): وهي عملية تحول الماء من صورته الصلبة (جليد) إلى صورته الغازية (بخار ماء) مباشرة دون المرور بالحالة السائلة.
- 6 . الترسيب (التبلر): وهي عملية معاكسة للتسامي، والمقصود بها، تحول الماء من حالته الغازية مباشرة إلى حالته الصلبة دون المرور بالحالة السائلة.
- استخدام طاقة و بذل طاقة في حالات تحول الماء :**

تتطلب عمليات التحويل سابقة الذكر، استخدام طاقة، أو بذل طاقة معينة. حيث تقدر الطاقة اللازمة لتحويل غرام واحد من الماء السائل إلى بخار ماء بحدود (600) حريرة، وتعرف هذه الكمية من الحرارة المستخدمة بحرارة التبخير (Heat Of Vaporization) وفي أثناء عملية التكاثف يحدث العكس، إذ أن حجم بخار الماء يتقلص في أثناء التكاثف، لكنه يزداد في أثناء تحول الماء إلى بخار. فحجم البخار يتقلص ويتحرر بحدود (600) حريرة من كل غرام بخار ماء متكاثف، وبذا يسخن الجو، وتعرف الحرارة المنطلقة هذه بحرارة التكاثف (Heat Of Condensation).

أما عملية الانصهار (ذوبان الجليد) فتتطلب طاقة أقل من تلك المستخدمة في التبخير، حيث يتطلب إذابة غرام واحد من الجليد ما يعادل (80) حريرة، وهذه الوحدات الحرارية نفسها (80 حريرة) تتحرر عند تجمد غرام واحد من الماء السائل. ولما كانت كل من عمليتي التسامي والترسيب تشتملان على اختزال مرحلتين في مرحلة واحدة (شكل 108)، لذا فإن الطاقة المستخدمة والمبذولة في أي من العمليتين تعادل مجموع الطاقة المستخدمة والمبذولة في كلتا العمليتين (600 + 80 = 680 حريرة)<sup>(1)</sup>.

**طرق التعبير عن كمية بخار الماء في الجو:**

يعبر عن كمية بخار الماء في الجو (الرطوبة الجوية) بطرق متعددة، هي الآتية:

### 1 . ضغط بخار الماء :

لكل غاز من الغازات التي تدخل في تركيب الجو ضغط خاص به يعرف بالضغط الجزئي. والضغط الكلي عند أي نقطة يساوي مجموع الضغوط الجزئية المتولدة من كل

(1) - Riehl, H; Op.Cit,pp.77-78.

غاز من الغازات الموجودة في الغلاف الجوي. وعندما يتبخر الماء ويصعد إلى الجو يبدأ بممارسة ضغطه الجزئي، الذي يتناسب طردياً مع كمية البخار الجوي، حيث أن الضغط الكلي (P) عندئذ يساوي ضغط الهواء الجاف (es) مضافاً إليه ضغط بخار الماء (e)؛ أي:

$$[P = e + es]$$

ولما كانت كمية بخار الماء تتناقص بالابتعاد عن منطقة مصدرها، لذا فإن ضغط بخار الماء يقل مع الارتفاع. ويصل ضغط بخار الماء إلى أقصاه عندما يكون الجو مشبعاً به، ويعرف ضغط بخار الماء عند هذه المرحلة، بضغط بخار الماء المشبع (ew). ويتغير ضغط بخار الماء المشبع مع تغير درجة الحرارة، لأن قدرة الهواء على حمل بخار الماء تتزايد مع تزايد درجة حرارته. ولذا فإنه مع ارتفاع درجة الحرارة يبتعد الجو عن التشبع، متطلباً مزيداً من بخار الماء للمحافظة عليه مشبعاً. لذا فإن ضغط بخار الماء المشبع يزداد مع زيادة درجة الحرارة، كما هو موضح في الجدول التالي ( 2 - 14 ).

ew millibars	(°) T	ew millibars	(°) T	ew millibars	(°) T	ew millibars	(°) T
42.4	30	23.4	20	12.2	10	6.1	0
44.9	31	24.9	21	13.1	11	6.6	1
47.6	32	26.4	22	14	12	7.1	2
50.3	33	28.1	23	15	13	7.6	3
53.2	34	29.8	24	16.1	14	8.1	4
56.2	35	31.7	25	17	15	8.7	5
59.4	36	33.6	26	18.2	16	9.4	6
62.8	37	35.7	27	19.4	17	10	7
66.3	38	37.8	28	20.6	18	10.7	8
69.9	39	40.1	29	22	19	11.5	9

عن: جميل عباس 1990 ص 303.

كما يؤدي ارتفاع درجة الحرارة إلى زيادة في نقص تشبع الهواء ببخار الماء، وإلى انخفاض في ضغط بخار الماء لازدياد تخلخل الهواء مع ارتفاع الحرارة.

ولما كان ضغط بخار الماء يتعلق بالرطوبة المطلقة، وبدرجة الحرارة، لذا فإنه من الممكن حسابه من العلاقة التالية:

$$e = m \times \partial \times T$$

$$[ \text{ض}_r = \text{ك}_r \times \text{ثا}_r \times \text{ح} ]$$

حيث:

$e = \text{ض}_r = \text{ضغط بخار الماء}$  ،  $\text{ك}_r = \text{كتلة بخار الماء}$ .

$\partial = \text{ثا}_r = \text{ثابت الغاز لبخار الماء}$  ،  $\text{ح} = \text{درجة الحرارة}$ .

أو من العلاقة:

$$e = \frac{Mr}{0.62198 + Mr} \times P$$

أو

نسبة المزج

$$[ \text{ض}_r = \frac{\text{نسبة المزج} \times \text{ض}}{0.62198 + \text{نسبة المزج}} ]$$

وإذا كان الجو مشبعاً ببخار الماء، وكان ضغط بخار الماء على أقصاه، ويعرف عندها بضغط بخار الماء المشبع، الذي يتزايد مع تزايد درجة حرارة الهواء ومن ثم تزايد قدرته على حمل بخار الماء حتى التشبع. فإذا كان ضغط بخار الماء المشبع (6،11) هيكتوباسكال عند درجة حرارة صفر مئوي للهواء، فإنه يبلغ (12،27) هيكتوباسكال عند درجة حرارة (10 م) أو (23،27) هيكتوباسكال عند درجة حرارة (20 م)، و(73،77) هيكتوباسكال عند درجة حرارة (40 م). ولتحديد درجة تغير ضغط بخار الماء المشبع مع درجة الحرارة، يمكن الاعتماد على علاقة كلاوسيسوس-كلايرون (Clausius-Clapyron) المستمدة من القانون الثاني في الترموديناميك، وهي الآتية:

$$\left[ \frac{des}{dT} = \frac{L}{T} = \frac{1}{V_2 - V_1} \right]$$

حيث:

$des =$  تغير ضغط بخار الماء المشبع. ،  $dT =$  تغير درجة الحرارة.

$L =$  الحرارة الكامنة في بخار الماء. ،  $T =$  درجة الحرارة.

$V2 =$  الحجم النوعي لبخار الماء. ،  $V2 =$  الحجم النوعي للماء السائل، وقيمته يمكن إهمالها مقارنة مع قيمة.

## 2 . الرطوبة النوعية (Specific. H):

وهي عبارة عن نسبة كتلة (وزن) بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء الرطب، معبراً عنها بعدد الغرامات من بخار الماء التي يحتويها الكيلوغرام الواحد من الهواء الطبيعي، أي:

$$SH = \frac{m_v}{m_a}$$

[ الرطوبة النوعية = كتلة بخار الماء ÷ كتلة الهواء الرطب ]

وتساوي تقريباً

$$S.H = \frac{622e}{p} (g/kg)$$

حيث: (e): ضغط بخار الماء / ملليبار.

(p): الضغط الجوي / ملليبار.

## 3 . نسبة المزج (الخلط) (Mixing Ratio):

وهي نسبة خلط بخار الماء water vapor mixing ratio وهي النسبة بين كتلة بخار الماء the mass of water vapor وكتلة الهواء الجاف the mass of dry air في حجم معين، ويعبر عنها بالجرامات لكل كيلو جرام. وتستخدم نسبة الخلط للتشبع saturation mixing ration, ws في كثير من الأحيان، حيث أنها تماثل بصورة مباشرة الضغط البخاري للتشبع saturation vapor pressure, es . كما أن المنحنى الذي يمثلها يتخذ شكلاً مشابهاً تماماً لذلك الخاص به. وفي الواقع يمكن إيضاح أنهما

ترتبطان - في الأحوال الجوية العادية- وحيث تكون es أقل بكثير جداً من الضغط الجوي الكلي p، وتكون هذه العلاقة على الصورة:

تشبه نسبة المزج إلى حد كبير الرطوبة النوعية، وتقاس أيضاً بالوحدات نفسها (غ بخار ماء / كغ هواء جاف)، غير أنه بدلاً من استخدام الهواء الرطب في الرطوبة النوعية، يستخدم الهواء الجاف في نسبة المزج. ولذا فنسبة المزج، هي عبارة عن نسبة كتلة بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء الجاف، أي:

$$M.r = \frac{m v}{m a}$$

[نسبة المزج = كتلة بخار الماء ÷ كتلة الهواء الجاف]

أو

$$M.r = \frac{SH}{1 - SH}$$

[نسبة المزج = الرطوبة النوعية ÷ (1 - الرطوبة النوعية)]

ولذا نجد أن الرطوبة النوعية يمكن أن تحسب من نسبة المزج من العلاقة التالية:

$$S.H = \frac{M.r}{1 - M.r} (g/kg)$$

[الرطوبة النوعية = نسبة المزج ÷ (1 - نسبة المزج)]

ويمكن التعبير عن نسبة الخلط الفعلي بالعلاقة الآتية:

$$M.re = \frac{622e}{p - e} (g/kg)$$

حيث: (e): ضغط بخار الماء / ملليبار.

(p): الضغط الجوي / ملليبار

ويعبر عن نسبة الخلط المشبع (M.rw) الذي هو عبارة عن نسبة كتلة بخار الماء الأعظمية إلى كتلة الهواء الجاف بالعلاقة الآتية:

$$M.rw = \frac{622ew}{p - ew} (g/kg)$$

وفي حالة الإشباع فإن : M.r = M.rw

وفي حالة فوق الإشباع فإن :  $M.r > M.rw$

ويحدث التكاثف على شكل قطيرات من الغيوم والضباب والندى في الحالة العامة ( حالة

فوق الإشباع) أي عندما :  $M.r > M.rw$

#### 4 - الرطوبة المطلقة: the absolute humidity

وتعرف بأنها كتلة بخار الماء لوحدة الحجم من الهواء، ويعبر عنها بالجرام للمتر المكعب، كأن نقول أن المتر المكعب الواحد من الهواء (الهواء الرطب) يحتوي (35) غراماً من بخار الماء. ويمكن معرفة ذلك بأخذ متر مكعب واحد من الهواء الطبيعي وتبخير مائه، ثم وزن الماء المتبخر لمعرفة وزنه. وتعتبر الرطوبة المطلقة عن كمية بخار الماء الموجودة فعلياً في الجو، ولذا فهي المؤشر الحقيقي لطاقة الجو التهطالية.

ويمكن كتابة المعادلة الخاصة بها على النحو الآتي:

$$AH = \frac{m_w}{p_{net}}$$

$$A.H = 217 \frac{e}{T}$$

حيث: (e): ضغط بخار الماء / ملليبار.

(T): درجة الحرارة المطلقة / (k)

و بصورة عامة فإن الهواء الحار يكون أغنى بالرطوبة المطلقة من الهواء البارد

والجدول التالي (25) يوضح ذلك.

جدول (2 - 15) يبين طاقة الهواء على حمل بخار الماء عند درجات حرارة مختلفة.

درجة الحرارة (م):										
40	35	30	25	20	15	10	صفر	5 -	10-	15 -
كمية بخار الماء ( غ / م <sup>3</sup> ):										
50.6	39.6	30.3	22.9	17.3	12.8	9.4	4.8	3.4	2.3	1.6

## 5 . الرطوبة النسبية (Relative. H):

تعد الرطوبة النسبية مقياساً مناسباً للرطوبة، حيث تعبر عن درجة اقتراب الهواء من التشبع ببخار الماء . والرطوبة النسبية هي عبارة عن النسبة بين كتلة بخار الماء الموجودة فعلاً في حجم من الهواء إلى كتلة بخار الماء اللازمة لتشبع حجم الهواء هذا عند درجة الحرارة نفسها. ويعبر عن الرطوبة النسبية عادة بشكل نسبة مئوية، وعلى سبيل المثال إذا كانت الرطوبة النسبية (80%) فإن كتلة البخار الموجودة ضمن وحدة الحجم من الهواء هي (80%) من كتلة البخار اللازم للتشبع عند ثبات درجة الحرارة.

وفيما إذا كان الهواء غير مشبع ببخار الماء فإن ضغط بخار الماء يكون متناسباً مع كتلة البخار الموجودة في وحدة الحجم، وعليه فإن الرطوبة النسبية تكون مساوية إلى:

$$R. H(\%) = 100 \times \frac{e}{w}$$

ضغط بخار الماء الفعلي

$$[ 100 \times \frac{\text{ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة نفسها}}{\text{الضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة نفسها}} = \text{الرطوبة النسبية } \% ]$$

ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة نفسها

فلو فرضنا أن ضغط البخار الفعلي عند درجة حرارة (21 م) يساوي (20) مليباراً، وأن ضغط بخار المشبع عند الدرجة نفسها هو (25) مليباراً، فإن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:  $80\% = 100 \times (25 \div 20)$

أيضاً فإن الرطوبة النسبية تدل على العلاقة بين الرطوبة المطلقة الحقيقية والرطوبة المطلقة التي تحقق الإشباع في درجة الحرارة نفسها، أي أن:

$$R. H(\%) = 100 \times \frac{A. h}{A. H}$$

الرطوبة المطلقة الحقيقية

$$[ 100 \times \frac{\text{الرطوبة المطلقة الحقيقية}}{\text{الرطوبة المطلقة القصوى}} = \text{الرطوبة النسبية } \% ]$$

الرطوبة المطلقة القصوى

فإذا فرضنا أن كمية بخار الماء في متر مكعب من الهواء هي (60) غراماً وأن هذا المتر المكعب من الهواء يستطيع أن يحتوي على (100) غرام من بخار الماء (في درجة الحرارة نفسها)؛ فإن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:  $100 \div 60 = 100 \times 60\%$  ويمكن التعبير عن الرطوبة النسبية من خلال النسبة بين نسبة الخلط الفعلية  $W$  actual mixing ratio ونسبة الخلط عند التشبع  $WS$ ، ويعبر عنها عادة كنسبة مئوية كالآتي:

$$RH = (W/WS) \times 100 \%$$

وتعتمد الرطوبة النسبية لجسم من الهواء على درجة حرارته، حيث أن  $WS$  تعتمد (وظيفية) على درجة الحرارة. وعلى هذا فقيمة الرطوبة النسبية تتغير مع تغير درجة الحرارة دون تغير المحتوى الرطوبي. فقد تنخفض الرطوبة النسبية بما يصل إلى 50% بين فترتي الصباح والظهيرة - على سبيل المثال - كنتيجة لارتفاع درجة الحرارة في وقت الظهر.

#### 6 . درجة حرارة نقطة الندى the dew point temperature, Td :

من المعروف أنه بانخفاض درجة حرارة الهواء تزداد رطوبته النسبية، وكلما ازداد الانخفاض الحراري اقترب الهواء أكثر من التشبع، وتعرف درجة الحرارة التي يحدث عندها تشبع حجم من الهواء ببخار الماء بواسطة تبرده، وبالتالي يصبح عاجزاً عن حمل المزيد من بخار الماء فيبدأ عندها التكاثف، بدرجة حرارة نقطة الندى.

ويشترط في أثناء تبريد الهواء إلى نقطة الندى ألا يتغير ضغطه الجوي. وكلما ازدادت الرطوبة النسبية كانت درجة حرارة نقطة الندى أخفض، والعكس صحيح.

وحيث أن هناك علاقة وحيدة بين التشبع ودرجة الحرارة فإن درجة حرارة نقطة الندى تكون لها أيضاً قيمة وحيدة لأية كتلة من الهواء، ويجب التركيز هنا على أنه رغم أن  $Td$  هي درجة حرارة إلا أن قيمتها الأساسية في الواقع تتمثل في كونها مؤشراً (أو مقياساً) للرطوبة.

#### 4-2- التبخر، والتبخر النتح:

#### 4-2-1- التبخر:

يقصد بالتبخر العملية التي يتم بموجبها تحويل المياه من حالته السائلة إلى حالته الغازية (بخار ماء)، وبالتالي فإنه يمثل الكمية من المياه المتبخرة من التربة أو من المسطحات المائية. وتقاس إما بواسطة أحواض التبخر، أو بواسطة أجهزة التبخر والمتوفرة في محطات الأرصاد الجوية. وما سبق يسجل التبخر من المياه، وليس من التربة، وبالتالي لا يمثل الواقع الفعلي لما يتبخر من التربة. ويمكن قياس التبخر الفعلي من التربة بما ينبت عليها من نباتات عشبية بواسطة أجهزة تعرف بأجهزة اللايسمتر.

#### 4-2-2- التبخر النتح:

**التبخر النتح** هو مصطلح مركب يشمل ما يتبخر من التربة وما ينتح من النباتات في ظل الظروف المناخية السائدة. وهناك مصطلحين في ذلك:

##### 1- التبخر النتح الفعلي: وهو يشير إلى كمية المياه المتبخرة فعلياً من التربة

والمنتوحة من النباتات في ظل الظروف المحلية السائدة، من : ظروف جوية، وظروف تتعلق برطوبة التربة، والغطاء النباتي... وهو ما يمكن قياسه بفعل جهاز اللايسمتر سابق الذكر لتربة ذات غطاء عشبي بسيط، أو يمكن تقديره بالحساب من بعض العلاقات الرياضية التي سندرسها لاحقاً.

##### 2- التبخر النتح الكامن: أو ما يعرف بالأعظمي، أو طاقة التبخر النتح. وهو

مفهوم افتراضي لما يمكن تبخره من التربة ونتحه من النبات فيما لو وجد غطاء نباتي أخضر ومورد مائي دائم يمد التربة باستمرار ويقيها مشبعة دائماً بالماء. وبالتالي فإن التبخر النتح الممكن يعكس طاقة (قدرة) الجو التبخرية (درجة حرارة، سرعة الرياح، رطوبة الجو...) في ظل ظروف التربة والغطاء النباتي السائد.

##### 3- علاقات حساب التبخر النتح الكامن:

وضعت عدة علاقات لحساب التبخر النتح الكامن، من أشهرها العلاقة التي وضعها العالم البريطاني (بنمان Penman) في عام (1948) وهي الآتية:

$$E_o = \frac{\Delta H + yE_a}{\Delta + \gamma}$$

حيث:

$E_0$  = التبخر من سطح مائي (مم/يوم).

$\Delta$  = انحدار منحني ضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة الهواء المقاسة.

$$\{H = RS - RL\}$$

حيث:

$RS$  = الإشعاع الشمسي الوارد قصير الموجة.

$RL$  = الإشعاع الأرضي الصادر طويل الموجة.

$\gamma$  : ثابت بسايكو متري (كيلو باسكال/ درجة) = حوالي 0.66

$E_a$  = التبخر بفعل الحركة الهوائية (قوة الهواء الحركية التبخرية).

ويعتمد التبخر هذا على كل من نقص الإشباع وسرعة الرياح، ويمكن حساب ذلك من

العلاقة:

$$E_a = 0.35(e_s - e_a) \left(1 + \frac{U_2}{100}\right)$$

حيث:

$e_s$  = ضغط بخار الماء المشبع.

$e_a$  = ضغط بخار الماء الفعلي.

$U_2$  = سرعة الرياح عند ارتفاع 2 م.

وبعد حساب التبخر من العلاقة السابقة يحول الناتج ( $E$ ) إلى تبخر نتح كامن ( $Et$ )

بضرب ( $E$ ) بعامل التعديل ( $f$ ) الذي وجد ((بنمان)) أن قيمته تتراوح بين 0,6 و0,8

حسب الفصول، حيث أن قيمة عامل التعديل ( $f$ ) تكون كالتالي:

0.6 في الشتاء، 0.7 في الاعتدالين، 0.8 في الصيف، 0.75 متوسط سنوي

### معادلة بليني - كريدل :

توصل العالمان بليني وكريدل عام (1950) الى معادلة ، أصبحت موضع اهتمام

في تقدير التبخر/النتح من بيانات المناخ والري ، اذ تعتمد على درجة الحرارة ، وعدد

ساعات سطوع الشمس ، كمتغيرين مناخيين ، للتنبؤ بتأثير المناخ على الاستهلاك المائي

للمحصول . واشتقت هذه المعادلة في احوال المناخ الجاف في ولاية (يوتا) الامريكية .  
وان السهل الذي اخذت منه المعطيات هو ضمن منطقة جافة تحادد صحراء نيفادا  
المعروفة بمناخها القاري الذي يشبه مناخ العراق . وتكتب صيغة المعادلة على النحو  
الاتي:

$$Cu = KPT$$

$Cu$  = الاستهلاك المائي الشهري و الموسمي للنبات.

$K$  = معامل ثابت يتوقف على نوع النبات والموسم الزراعي والمنطقة التي يزرع فيها.

$P$  = نسبة عدد ساعات النهار في الشهر الى عددها في السنة. ويستخرج من جداول  
خاصة

$T$  = معدل درجة الحرارة

اجريت على المعادلة عدة تعديلات من قبل (FAO) منظمة الغذاء والزراعة  
الدولية ، وكذلك من قبل مكتب الاستصلاح الامريكي (U.S.B.R) ، فاصبحت صيغتها  
على الوجه الاتي:

$$ET_o = P(0.46T_c + 8.13)$$

$ET_o$  = التبخر/النتح الكامن الشهري (ملم).

$P$  = نسبة عدد ساعات النهار في الشهر الى عددها في السنة.

$T_c$  = معدل درجة حرارة الهواء الشهري ( $^{\circ}م$ ).

أظهرت التجارب أن هذه المعادلة لا تعطي نتائج دقيقة الا في معدل درجة حرارة ( $15^{\circ}م$ ) ،  
لذا قام مكتب الاستصلاح الامريكي باقتراح معاملا للتصحيح ( $k$ ) لمعالجة هذا الخلل  
فاصبحت المعادلة تكتب على النحو الاتي<sup>(1)</sup>:

$$ET_o = KP(0.46TC + 8.13)$$

(1) J.Dorenbos and W.O.Pruitt , Guidelines for Predicting crop water requirement , FAO  
Irrigation and drainage paper , No.24 , Rome , 1977 , p3,4.

$$(0.0311TC + 0.24) = K$$

كما تكتب المعادلة بالشكل الاتي :

$$ET_o = c[KP(0.46TC + 8)]$$

c = معامل تعديل يعتمد على الرطوبة النسبية وكمية الاشعاع وسرعة الرياح.

### معادلة ايفانوف :

اعتمد العالم الروسي ايفانوف على معدل درجة الحرارة ، ومعدل الرطوبة النسبية

لاستخراج التبخر/النتح الكامن على وفق المعادلة الاتية:

$$E = 0.0018(T + 25)^2(100 - h)$$

اذ ان :

E = مقدار التبخر/النتح الكامن (ملم).

T = معدل درجة الحرارة الشهري (م°).

h = معدل الرطوبة النسبية الشهري .

### معادلة ثورنثويت:

اعتمد ثورنثويت في تحديد الحاجات المائية على عدد من القوانين التجريبية ، التي اشتقت من القياسات الفعلية لكمية التبخر/النتح الكامن ، والتي نشرها في المجلة الجغرافية وطبقها على عدد من المواقع في وسط الولايات المتحدة الامريكية وشرقها . واعتمد ثورنثويت على درجة الحرارة كاساس لحساب قيمة التبخر/النتح الكامن ، اذ يعتقد بأن جميع العناصر المناخية الأخرى التي تؤثر على كمية التبخر/النتح ترتبط بطريقة او باخرى بارتفاع وانخفاض درجة الحرارة ، وكمية الاشعاع الشمسي . ولان درجة الحرارة تقاس باستمرار وفي جميع محطات الرصد ، لذا اصبح من السهولة استخدامها لاحتساب كمية التبخر/النتح الكامن وذلك على وفق المعادلة الاتية:

$$ET_o = 16 \left( \frac{10T}{I} \right)^a$$

ET<sub>o</sub> = كمية التبخر/النتح الكامن ب(ملم).

T = معدل درجة الحرارة (م°)

I = معامل الحرارة ويتم احتسابه من  $\sum i$

$$i = 1.514 (T/5).$$

a = قيمة ثابتة تحسب من المعادلة الآتية :

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.792 \times 10^{-2} I + 0.49239$$

وضع ثورنثويت جدولاً لتعديل قيمة التبخر ET<sub>o</sub> بالنسبة الى كمية الاشعاع الشمسي حسب دائرة عرض المحطة المناخية ، اذ تضرب قيمة ET<sub>o</sub> بنسبة الاشعاع الشمسي لكل شهر وعلى النحو الآتي :

$$ET_o = N \times Eto \text{ ( المعدل )}$$

N = كمية الاشعاع الشمسي و يستخرج من معاملات التصحيح من ملحق خاص.

رغم سعة انتشار معادلة ثورنثويت الا انها تعاني من بعض العيوب اهمها<sup>(1)</sup> :

تعتمد المعادلة على معدل درجة الحرارة في تقدير قيمة التبخر/النتح الكامن ، بينما يعد الاشعاع الشمسي العامل الاول المؤثر في معدل التبخر مباشرة وليس درجة الحرارة التي تاتي بعد الاشعاع الشمسي ، وهذا يجعل قيم التبخر اقل من الواقع ، لاسيما في اشهر الشتاء .

اهملت معادلة ثورنثويت الاسس العلمية في تفسير عملية التبخر/النتح والعوامل الاخرى كالتوازن الاشعاعي للتربة ، وديناميكية الهواء ، وسرعة الرياح ، والفرق بين ضغط بخار الماء المشبع وضغط بخار الماء الحقيقي في الهواء .

**معادلة كوتاجن :**

اعتمد كوتاجن سنة (1942) على درجة الحرارة ، والضغط الجوي ، في احتساب

كمية التبخر ، اذ صاغ المعادلة الآتية:

(1) نعمان شحاده ، التوازن المائي للتربة في الأردن ، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية ، مجلد 12 ، 1980 ، ص 67.

$$V = (210 + 30T) \frac{760}{B}$$

V = كمية التبخر. ، T = معدل درجة الحرارة (م°) ، B = الضغط الجوي (ملم/زئبق).

**معادلة خوسلا :**

توصل خوسلا (Khosla) عام (1949) الى احتساب الفاقد المائي عن طريق التبخر/النتح الكامن ، عند توفر رطوبة في التربة تغذي غطاء نباتي متصل وبمستوى واحد من الارتفاع ، بوساطة المعادلة الاتية(1) :

$$Lm = \frac{Tm - 32}{9.5}$$

اذ ان :

Lm = التبخر/النتح الكامن (بوصة). (كَيْث البوصة = 25.4 ملم ) .

Tm = معدل درجة الحرارة الشهري (ف°).

بعد تطبيق هذه المعادلة ، لا بد من تحويل معدلات التبخر / النتح الكامن بالبوصات إلى ما يعادلها بالمليمترات بغية توحيدها مع المعادلات الأخرى.

---

(1)- كنيث ولتون ، الاراضي الجافة ، ترجمة علي عبد الوهاب شاهين ، منشأة المعارف ، الاسكندرية 1972 ، ص26.



## الفصل الخامس

### التكاثف ومظاهره

يشير التكاثف إلى العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته الغازية إلى صورته السائلة. ويتم هذا عن طريق تجمع جزيئات بخار الماء وتلاحمها مع بعضها بفعل تصادمها لتتحول إلى قطيرات جنينية من الماء، ولتتمو بعدئذ متضخمة إلى قطيرات كاملة<sup>(1)</sup>. ويحدث ذلك في شروط مختلفة تكون مرتبطة جميعها بتغير حجم عمود الهواء، وتغير درجة الحرارة، والرطوبة، والضغط.

ويعد التكاثف العلوي بمظهره السحابي السبب المباشر لمختلف أشكال الهطول. فهو المرحلة السابقة لعملية الهطول. غير أنه ليس شرطاً أن يقود أي تكاثف علوي إلى هطول، بل قد تتبخر نواتج التكاثف في السحب دون أن تسنح لها الفرصة لتتهطل نحو سطح الأرض.

#### شروط التكاثف:

لابد لحدوث التكاثف من توافر عدة شروط، هي:

1. رطوبة جوية.

2. تبرد الهواء إلى نقطة نداء.

2. توافر جسيمات غريبة في الجو تشكل ما يعرف باسم نويات تكاثف.

#### مظاهر التكاثف:

يمكن القول أن مظاهر التكاثف تتمثل فقط في طبقة التروبوسفير من طبقات الغلاف الجوي الأرضي. ويحدث التكاثف فوق سطح الأرض مباشرة وفوق الأجسام المشعة الأخرى بصورة ندى. كما يحدث في الهواء القريب من سطح الأرض بصورة ضباب، وفي الهواء العلوي متخذاً شكل سحب. وهكذا يمكننا أن نميز بين ثلاثة أنواع من مظاهر التكاثف، هي الآتية:

(1) - Wallace, J.M& Hobbs, P.V; Op. Cit, p.158.

## التكاثف السطحي:

يتمثل التكاثف السطحي بالندى (Dew). ويحدث الندى عندما يتكاثف بخار ماء الهواء الملامس مباشرة للسطوح المشعة (سطح الأرض، أوراق الأشجار والنباتات، أسطح المنازل، زجاج النوافذ والسيارات... إلخ) فوق تلك السطوح المشعة، نتيجة تبرد تلك الأجسام ليلاً. يفقدها لحرارتها بالتشعع. إلى ما دون نقطة ندى الهواء الملامس لها، مما ينجم عنه تكثف جزء من بخار الماء مترسباً مباشرة على الأسطح المشعة متخذاً شكل قطيرات صغيرة من الماء.

ويتكون الندى في ساعات الصباح الباكر في الليالي الهادئة الطويلة نسبياً، ولكنه سرعان ما يتبخر بعد شروق الشمس بقليل. ويعبر عن كمية الندى المتوقعة على أي سطح خلال فترة محددة، بالكيلو غرام لكل متر مربع، أو بالمليمتر عمق من الندى.

## التكاثف القريب من السطح:

يتمثل التكاثف الذي يحدث في الطبقة الهوائية القريبة من سطح الأرض التي لا يتجاوز سمكها (1000 م) في الضباب. فالضباب؛ هو عبارة عن تجمع كبير لقطيرات صغيرة من الماء المتطايرة في الجو القريب والتماس مع سطح الأرض، والتي تؤدي إلى خفض الرؤية إلى ما دون (1000) م. وفي العروض المرتفعة قد يحدث ضباب جليدي، فيما إذا كانت درجة الحرارة دون ( -20 م) بشرط أن تكون الرياح خفيفة والشروط الأخرى مواتية.

وتختلف كثافة الضباب مع اختلاف كمية بخار الماء المتكثف، فأحياناً يكون كثيفاً جداً بشكل يؤدي إلى منع الرؤية لمسافة تزيد على بعضة أمتار، ولهذا تأثير كبير على وسائل النقل والمواصلات حيث تكثر الحوادث على الطرقات، وفي الجو أيضاً. وأحياناً يكون الضباب خفيفاً بشكل يساعد على الرؤية لمسافة تصل إلى (1) كم. وفي حال كون الرؤية تزيد على (1000) م فإننا نكون عند الظاهرة التي تدعى الشابوره (Mist).

ويصنف الضباب حسب كثافته إلى :

1- ضباب شديد الكثافة ، حيث لا تتجاوز الرؤية الأفقية (50) م

- 2- ضباب كثيف ، الرؤية الأفقية بين ( 50 - 100 ) م
- 3- ضباب متوسط الكثافة الرؤية الأفقية بين ( 100 - 500 ) م
- 4- ضباب منخفض الكثافة الرؤية الأفقية أكثر من ( 500 ) م

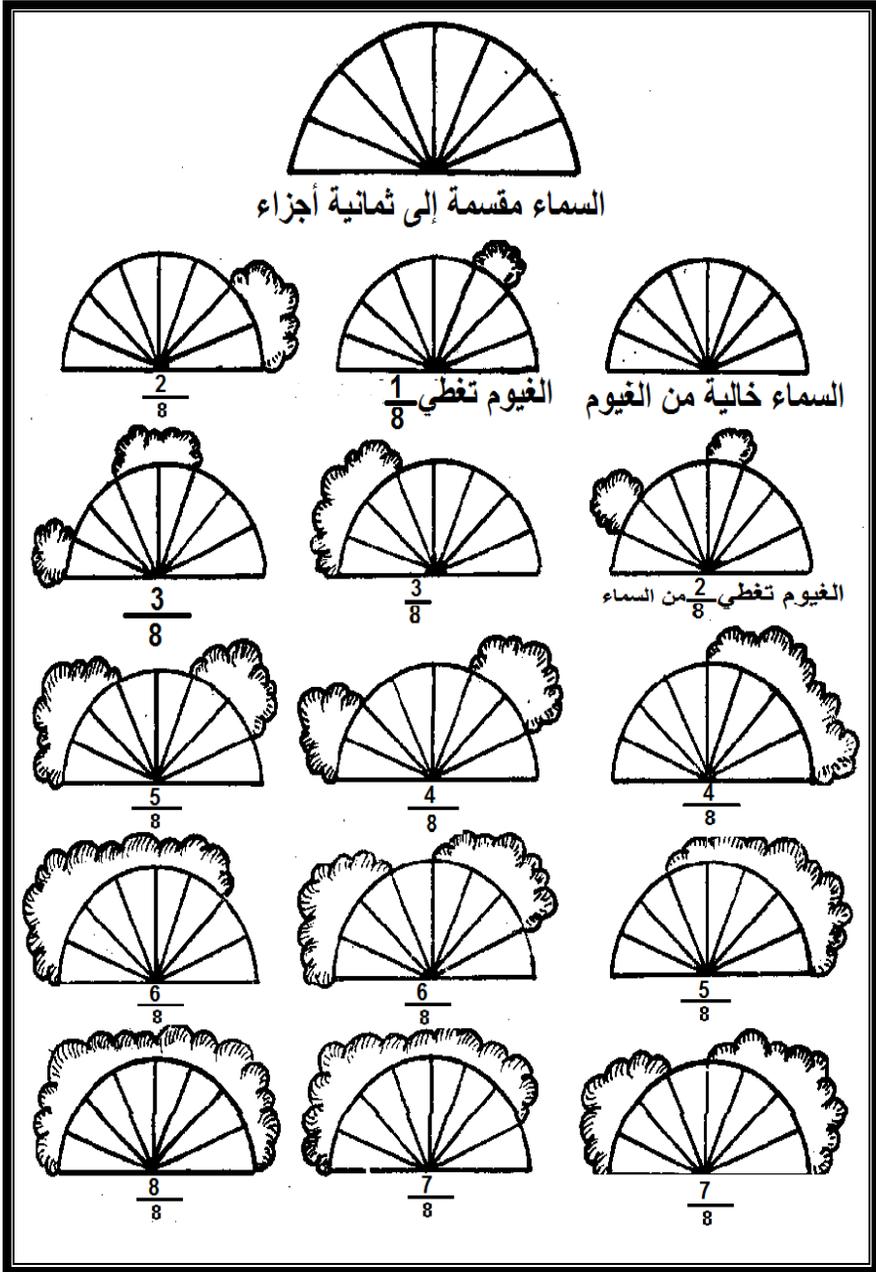
### التكاثف العلوي:

يتمثل التكاثف العلوي، بالسحب. وتبدو السحب في طبقة التروبوسفير على شكل تجمعات مرئية من قطيرات مائية دقيقة متفاوتة الأحجام، أو على شكل تجمعات من بلورات الجليد، أو على شكل تجمعات من كليهما. و تتشكل السحب عموماً عندما يتكثف بخار الماء في الهواء الذي تصاعد تحت تأثير إحدى العوامل الطبيعية السابق ذكرها. ونلاحظ في الغلاف الجوي أنواعاً متعددة من السحب، ومرد هذا التعدد إلى نوعية الحركة التي تسبب تبرد الهواء وتكثف بخار الماء. ويقاس في السحب التغطية (التغيم) وارتفاع قواعد السحب عن سطح الأرض واتجاه السحب.

### أ . التغيم (Cloudiness):

يقصد بالتغيم درجة تغطية السماء بالسحب، أو كمية السحب. والمقياس المستخدم في تحديد درجة تغطية السماء بالسحب هو الثمن. وأحياناً العشر، حيث تمثل قبة السماء بنصف دائرة مقسمة إلى أربعة أرباع، أو ثمانية أثمان. وتحسب درجة التغطية بصورة عامة اعتماداً على الملاحظة والتقدير الشخصي. فإذا كانت السماء صاحبة، كانت درجة التغيم صفراً، وإذا

وإذا كانت مغطاة بالسحب، فدرجة التغيم عندئذ تساوي (8/8) ويمكن أن تكون السماء مغطاة بطبقة واحدة من السحب أو بطبقات عديدة. وفي كلتا الحالتين، فإن تقدير الجزء المغطى بالسحب بأنواعها وطبقاتها كافة يكون بالأثمان. وتشكل المناطق الصحراوية أقل مناطق سطح الأرض تغيماً، حيث تقل نسبة تغطية السماء عن (2/8) في حين ترتفع في المنطقة الاستوائية وفي العروض العليا بين ( 40 . 70 درجة عرض) لتصل إلى أكثر من (6/8) بخاصة في الأجزاء المحيطية ..



شكل (2 - 29) درجة تغطية السماة بالسحب

ب . ارتفاع قواعد ((السحب عن سطح الأرض)):

يقاس ارتفاع قواعد السحب نهائياً بإطلاق بالونات صغيرة تصعد بمعدل سرعة ثابتة تقريباً، ثم حساب الزمن المنقضي بين إطلاقها واختفائها في قاعدة السحب. أما ليلاً، فيتم القياس بواسطة الكشافات الضوئية بإرسال شعاع ضوئي من مصدر أرضي تجاه قواعد السحب بزاوية معلومة:

- فإذا كانت الحزمة الضوئية من الكاشف شاقولية، فإن ارتفاع قاعدة السحب، تحسب من العلاقة التالية:

$$\text{Tang}\theta = \frac{Y}{X}$$

**Y:** ارتفاع قاعدة السحابة.

**X:** طول خط الأساس (الخط الابتدائي)

**Tangθ :** ظل الزاوية θ

وبمعرفة الزاوية θ الممكن قياسها نستطيع حساب ارتفاع قاعدة الغيوم (Y) لأننا نعرف (X)

$$Y = X \cdot \text{Tang}\theta$$

$$\text{ع} = \text{ف} \times \text{ظل ه}$$

- أما إذا كانت الحزمة الضوئية من الكاشف مائلة، فالعلاقة كالتالي:

$$Y = \frac{X}{\text{ATAN}\theta + \text{Tang}\theta}$$

$$\frac{\text{ف}}{\text{ظل ه} + \text{ظل ه}} = \text{ع}$$

ع = ارتفاع قاعدة السحابة.

ف = طول خط الأساس (الخط الابتدائي).

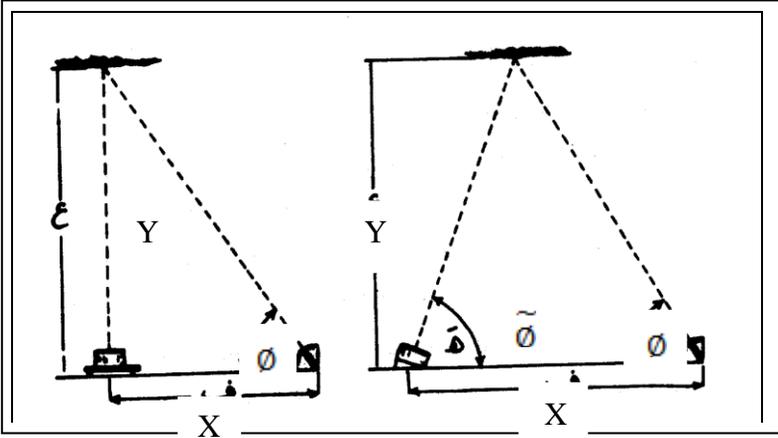
ه = زاوية ارتفاع الحزمة الضوئية.

هـ= زاوية ارتفاع الحزمة الضوئية المائلة عن الوضع الشاقولي.

كما يمكن حساب ارتفاع قواعد السحب (Y) بالأمتار من خلال درجة الحرارة (T) ودرجة

$$Y = 125(T - Td) \text{ بالعلاقة التالية:}$$

على اعتبار تناقص درجة الحرارة مع الارتفاع (10م/كم)، ومعدل تناقص نقطة الندى نحو (2 م/كم).

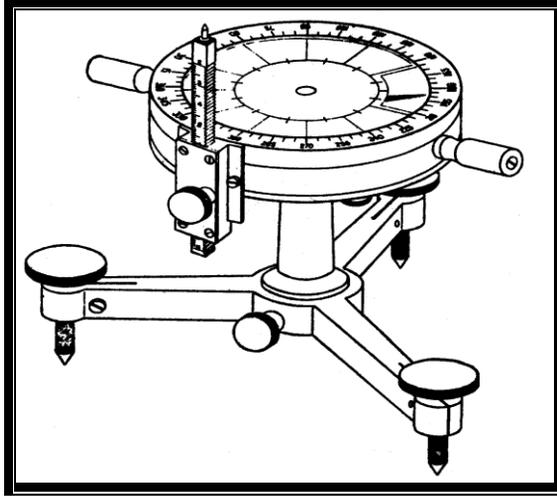


شكل 2 - 30

### ج- اتجاه الغيوم:

لقياس اتجاه الغيوم يمكن اتباع الطريقتين التاليتين:

- 1- اتخاذ نقطة ثابتة كدليل (علم - شجرة - مبنى . . . الخ) وتحديد اتجاه الرياح والغيوم على أساسها.
- 2- باستخدام جهاز النيفوسكوب لقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهاتها وسرعتها كما في الشكل التالي:



الشكل رقم (2 - 31) جهاز النيفوسكوب لقياس اتجاه وسرعة وارتفاع الغيوم

### أشكال التهطال (Forms Of Precipitation):

يتخذ التهطال أشكالاً شتياً؛ بعضها سائل، والآخر صلب. ومن التهطال السائل ما تكون قطيراته صغيرة الحجم، ومنه ما تكون كبيرة. وأحياناً ما يتخذ التهطال الصلب شكل شرائح أو كرات وبلورات جليدية. أو نجده يصل إلى سطح الأرض على صورة خليط من التهطال السائل والصلب. ولقد وضعت تحديدات لكل شكل من أشكال التهطال، هي كالآتي<sup>(1)</sup>:

#### 1 . 2 . 12 . الرذاذ (Drizzle):

تهطال بصورة قطيرة دقيقة من الماء لا يتجاوز قطرها (500) ميكرون. يهطل من السحب الطبقيّة (ستراتوس). والكمية التي يعطيها الرذاذ قليلة جداً، يقارب معدلها من ميليمتر واحد في الساعة.

#### 2 . 2 . 12 . المطر (Rain):

لا يختلف عن الرذاذ سوى في حجم قطيراته. فهو تهطال سائل تزيد قطر قطيراته مائه على (500) ميكرون. وقد يكون المطر الهاطل خفيفاً أو متوسطاً، أو شديداً، حسب

(1) - American Meteorological Society; « Glossary of Meteorology ». 1959

الكمية الهائلة في وحدة الزمن، التي تتعلق بكبير قطيراته الهائلة وسرعتها. فيكون الهطول المطري خفيفاً إذا قل معدل ما يهطل في الساعة الواحدة عن (0.5) مم. أما إذا تراوح مجموع الهطول المطري في الساعة الواحدة بين (0.5 . 4) مم فيكون الهطول المطري متوسطاً. في حين يكون الهطول شديداً إذا ما تجاوزت كمية الأمطار (4) مم في الساعة.

وتهطل الأمطار بوجه عام بشكل متواصل أو متقطع من السحب المزنية الطبقيّة (نيمبوستراتوس) والمزينة الركامية (كومولونيمبوس) والطبقة المتوسطة (الالتوستراتوس). كما يمكنها أن تهطل في حالات خاصة بشكل زخات عنيفة لا تدوم سوى فترة قصيرة.

### الثّج (Snow):

تهطل صلب، يتخذ بوجه عام شكل بلورات من الجليد ذات مظهر نجمي في معظمها، لا يزيد قطرها على (2.5) سم. ويبدو الثلج في معظم الأحيان على صورة شرائح ثلجية (ندف) تتشكل من تكتل البلورات الجليدية، أو حبيبات صغيرة قطرها دون المليمتر، أو كريات ثلجية صغيرة قطرها دون (5) مم.

ويتم التهطل الثلجي من سحب الطبقي المتوسط، والركام المزني عندما تنخفض درجة الحرارة في تلك السحب إلى ما دون درجة التجمد، حيث يحدث عندها ترسب لبخار الماء فوق نويات التجمد على شكل بلورات جليدية تسقط نحو سطح الأرض في حال عجز الهواء عن حملها.

ولبلوغ الثلج الهائل من السحب سطح الأرض يشترط أن تكون درجة حرارة ما دون مستوى قاعدة السحابة وسطح الأرض لا تزيد على (4م). ولذا نجد أن سقوط الثلج يندر في المناطق المدارية الدافئة. باستثناء الجبال شديدة الارتفاع. وفي سواحل العروض المعتدلة. ويكثر هطوله في المناطق المرتفعة، وفي العروض العليا. حتى لتوجد بقاع يستمر الثلج مغطياً إياها طوال العام، خاصة أعالي الجبال المرتفعة، والمناطق القطبية. ومن المتعارف عليه أن كل سماكة ثلج مقدارها سنتيمتر واحد تعادل مليمتر واحد من المطر الهائل.

## قياس الثلج:

يقاس الثلج بإحدى الطرق الآتية:

1- عدد أيام هطول الثلج (n)

2- ارتفاع الثلج: ويعبر عن ثخانة الغطاء الثلجي ويقاس في كل مرة يسقط فيها الثلج بعد توقف التساقط مباشرة قبل أن يتغير شكله أو تنقله الرياح ، وفي كان التساقط مستمراً يجري القياس يومياً في وقت محدد.

3- كمية الأمطار المعادلة للثلج: (P) وتقاس بمقياس الثلج الذي يعمل على مبدأ مقياس المطر عينه ، ويستعمل في محطات الرصد في المناطق الجبلية ، حيث يكثر تساقط الثلوج ، حيث يتم قياس ثخانة الثلج وتحويله إلى ماء (كل 10 سم ثلج حديث تعادل 1 سم ماء) كما يمكن اذابة الثلج المتجمع في المقياس وقياس كميته بدقة أكبر.

4- وزن الثلج في مساحة 1 م<sup>2</sup> [1 كغ ثلج = 1 مم مطر / م<sup>2</sup>]

5- كثافة الثلج : وتستخرج من العلاقة:

$$D = \frac{P \text{ الأمطار المعادلة}}{H \text{ ارتفاع الثلج}}$$

6- خفة الثلج : وتستخرج من العلاقة العكسية:

$$L = \frac{H \text{ ارتفاع الثلج}}{P \text{ الأمطار المعادلة}}$$

7- معامل الثلج : ويعادل:

$$C = \frac{P^- \text{ كميات الهطول الثلجي السنوي}}{P \text{ كميات الهطول المطري السنوي}}$$

## البرد (Hail):

البرد؛ تهطل صلب على شكل كرات من الجليد، يتراوح قطر الواحدة منها بين (5) مم إلى أكثر من (10) سم. كما ويزيد وزن الواحدة في بعض الأحيان على نصف كيلوغرام. ويكاد أن يكون هطول البرد حكراً على سحب الركام المزني (الكومولونيمبوس)، وهذا مؤشر على أن تشكل حبات البرد وهطولها يتطلب غيوماً شديدة الاضطراب وذات سماكة كبيرة، ووفرة ببخار الماء، وهذا لا يتواجد سوى في سحب الركام المزني، والشرط الأهم من ذلك كله، هو أن تكون مكونة من قطيرات مائية فوق مبردة وبلورات جليدية، لأنه ليس أية سحابة ركامية مزنية تلائم تشكل البرد وهطوله منها، ذلك أن سحب الركام المزني في المنطقة الاستوائية، رغم شدة اضطرابها ووفرة مكوناتها المائية، فهي غير مؤهلة لتشكيل البرد في داخلها لما تتميز به من دفاء.

ونظرة إلى مقطع في حبة برد نجد أنها تتكون من عدة طبقات متعاقبة من جليد شفاف، وغير شفاف أو نصف شفاف. وتعزى هذه البنية الطباقية لحبات البرد إلى الفروق في معدل تراكم قطرات الماء فوق المبردة وتجمدها على بلورات الجليد. فعندما تسقط حبة البرد خلال السحابة يحدث تراكم للماء السائل حولها بسرعة أكبر من سرعة تجمده ليشكل غشاء مائياً حولها يتجمد بعدئذ على صورة جليد شفاف. أما في حال حدوث التجمد فوراً لقطرات الماء فوق المبردة، فإنها تأخذ شكل الجليد غير الشفاف أو نصف الشفاف<sup>(1)</sup>.

وتعزى الآراء القديمة تشكل حبات البرد وبنيتها الطباقية إلى عمليات الهبوط والصعود المتكررة التي تعترى حبات البرد الأولية ضمن سحب الركام المزني التي تكثر فيها التيارات الصاعدة والهابطة، مما يجعل بلورات الجليد التي تراكمت حولها قطرات مائية فوق مبردة في المستوى العلوي من السحابة تهبط بفعل ثقلها نحو الأسفل، وقد تصطدم وهي في طريقها بتيارات صاعدة قوية. بعد أن تكون قد جمعت حولها قطرات مائية فوق مبردة بشكل جليد شفاف. ترفعها نحو الأعلى إلى مستوى السحابة شديدة البرودة. حيث درجة الحرارة تتدنى دون (-12م) ،، وحيث يحدث تجمد مباشر حولها لقطرات مائية بصورة جليد نصف شفاف أو غير شفاف، لتسقط بعدئذ مرة أخرى إلى أسفل لتتجمع حولها طبقة من الجليد الشفاف، ولترتفع إلى أعلى... وهكذا تنمو حبات

(1) - Neiburger, M. and Others; Op. Cit, p.151.

البرد خلال آلية صعودها وهبوطها المتكررين إلى أن يزداد وزنها إلى الدرجة التي لا تقوى فيه التيارات الصاعدة على رفعها للأعلى مما يمكنها من الهبوط بسرعة إلى سطح الأرض. غير أن الآراء الحديثة لا تقر بنمو حبات البرد من خلال آلية الصعود والهبوط. حيث يتشكل البرد . وفقاً لتلك الآراء . ضمن مناطق محددة من السحب الركامية المزنية متصفاً بنشاط شديد في تياراتها الصاعدة<sup>(1)</sup>، مما يجعلها تقوى على حمل قطرات الماء فوق المبردة وغير المبردة إلى ارتفاعات شاهقة من السحب ذات حرارة منخفضة جداً قد تصل إلى (- 30م) وحتى (-50م)، مما يسمح لتلك القطرات السائلة بالتجمد على بلورات الجليد بسرعات متفاوتة متحوّلة بذلك إلى حبات من البرد التي تنمو بجمع المزيد من الماء المتجمد حولها وبلورات الجليد من جراء تصادمها مع بعض والتحامها، إلى الدرجة التي لا يقوى فيها الهواء على حملها مضطراً إلى السقوط.

ويغلب سقوط البرد في الفترات من السنة التي تنشط فيها الحركات الصاعدة وتتشكل فيها سحب الركام المزني، بخاصة في فصلي الربيع، والصيف . في العروض المعتدلة والباردة ذات التهطل الصيفي .. وفي سورية فإن أغلب البرد يحدث في فصل الربيع بمعدل لا يزيد على يومين في السنة إلا في المنطقة الساحلية (4 . 5 أيام سنوياً)<sup>(2)</sup>. وأكثر فترات النهار الملائمة لسقوط البرد هي فترات ما بعد الظهر. ويترتب على سقوط البرد في الحالات التي يسقط فيها بغزارة وبأحجام كبيرة حدوث أضرار كبيرة، سواء في الزراعات المختلفة، أم غيرها من المنشآت الاقتصادية، والكائنات الحية.

#### قياس الهطل:

يقاس المطر باستخدام جهاز قياس المطر، حيث تجمع كمية الأمطار الهاطلة فوق مساحة محددة بفوهة المقياس، ويعبر عنها بلغة العمق أو السماكة (مم، سم، إنشاً) وذلك بتقسيم الكمية المتجمعة على مساحة فوهة المقياس.

وهناك عدة أنواع من المقاييس من أهمها:

تم تطوير أجهزة مختلفة ومتنوعة لقياس كميات الأمطار الساقطة على منطقة معينة، والمطر عادة يقاس إما كمية أو معدل، ويقاس على أساس عمق الماء الذي

(1) - Riehl, H; Op. Cit, P. 125 – 126.

(2) - علي موسى « مناخ سورية»، مطبعة الحجاز، دمشق، 1978، ص 164.

يتجمع على سطح أفقي، ووحدات القياس بالنظام المتري بالمليمتر وأجزاءه. ومن أهم أجهزة القياس المستخدمة هي:

1-المقياس القياسي غير المسجل Non recording standard gauge: يعد

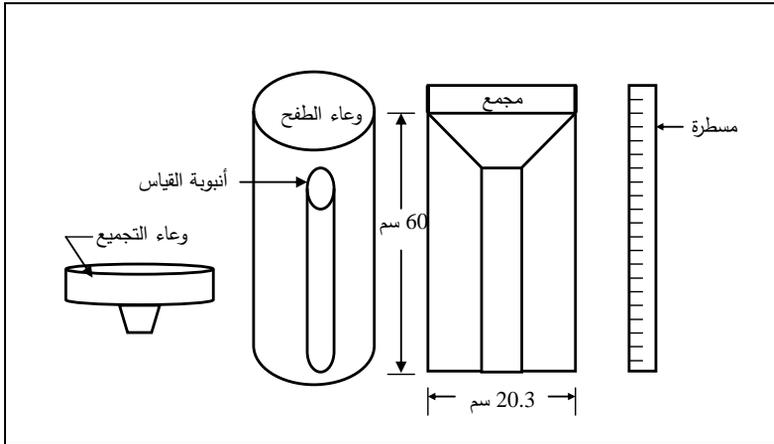
هذا الجهاز من أهم الأجهزة وأكثرها استخداماً، ويتكون هذا الجهاز من الأجزاء التالية:

أ- مُجمع (collector): وهو عبارة عن اسطوانة خارجية قطرها 20.3 سم، وظيفته المجمع هي تمرير كمية المطر من خلاله إلى اسطوانة القياس.

ب- وعاء الطفح (overflow): وهو اسطوانة يحتوي بداخله على اسطوانة القياس، وظيفته جمع المياه الفائضة عن سعة اسطوانة القياس في حالة سقوط كميات كبيرة من المطر.

ج- اسطوانة القياس (measuring tube): وهي اسطوانة تجمع الماء فيها، مساحة مقطوعها يساوي عشر مساحة مقطع وعاء التجميع الرئيس. وتقاس الأمطار منها بواسطة مسطرة مدرجة، وبقسمة القراءة على عشرة يمكن معرفة ارتفاع الأمطار.

د- مسطرة القياس (measuring stick): وهي مدرجة مقسمة إلى ملليمترات. وتؤخذ القراءات عادة مرة كل يوم أو مرة كل 6-12 ساعة، ويمكن استعمال إناء كبير في حالة جمع كميات كبيرة من الأمطار.



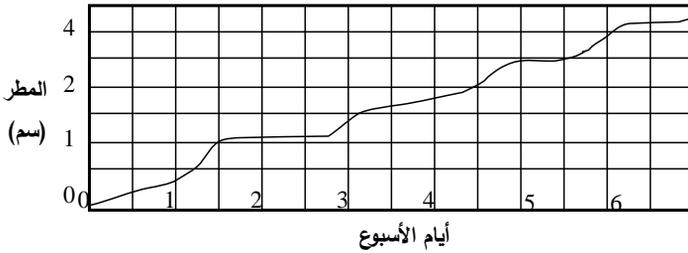
شكل (2 - 32) أجزاء جهاز قياس المطر التقليدي

2-الأجهزة المسجلة (Recording gauges): يسجل في هذا النوع من الأجهزة تغير ارتفاع الأمطار مع الزمن فوق شريط ورقي بياني (شكل 1-2) يثبتت على اسطوانة تدور بسرعة ثابتة حسب التوقيت الزمني اليومي، ومن أهم هذه الأجهزة ما يلي:

أ- مقياس الوعاء القلاب (Tipping bucket gauge)

ب- مقياس وزني (Weighing gauge)

ج- مقياس ذو العوامة (Float gauge)



شكل (2 - 33) سجل بياني يستخدم في أجهزة المطر المسجلة

### كثافة أجهزة القياس:

أن عدد أجهزة القياس التي قد تستخدم في قياس المطر يعتمد على الهدف التي من أجله يتم جمع البيانات المناخية، فالشبكة التي تتباعد فيها محطات القياس تصلح لدراسة العواصف المطرية الكبيرة أو تصلح لتحديد المتوسطات السنوية لمساحات كبيرة من الأراضي ذات تضاريس منبسطة.. فشبكة القياس يجب أن توزع بحيث تمثل البيانات المتجمعة منها توزيع المطر على كافة المساحة بشكل متجانس. أما أهم عيوب شبكات القياس فهي تتمثل في تكلفتها الأولية العالية والتكاليف الكبيرة في صيانتها وتشغيلها ، بالإضافة إلى صعوبة وصول الفنيين إلى مواقعها.

تشير دراسات منظمة الأرصاد الجوية العالمية (WMO-No.168,1974) إلى وجود نوعين من شبكات محطات القياس المطرية، شبكات تحقق الحد الأمثل من الكثافة، وشبكات تحقق الحد الأدنى من الكثافة.

### . شبكات الحد الأدنى من الكثافة:

يتحدد الحد الأدنى لعدد المحطات التي تقيس المطر بطبيعة المنطقة والاختلافات المكانية في كمية المطر، تلعب العوامل الطبيعية دوراً مهماً في ذلك، حددت (WMO) هذه الكثافة كما يلي:

- الأقاليم السهلية في النطاقات المدارية والمعتدلة: محطة لكل 900.600 كم<sup>2</sup>.

- الأقاليم الجبلية في النطاقات المدارية والمعتدلة: محطة لكل 250.100 كم<sup>2</sup>.

- جبال صغيرة أو جزر ذات هطل غير منتظم: محطة لكل 25 كم<sup>2</sup>.

- الأقاليم الجافة والقطبية: محطة لكل 1500 . 10000 كم<sup>2</sup>.

بينما وضع (Raghnath) معياراً آخر كما يلي<sup>1</sup>:

- السهول: محطة لكل 520 كم<sup>2</sup>.

- الأقاليم المرتفعة: محطة لكل 260 . 390 كم<sup>2</sup>.

- المناطق التلية والهضاب ذات الأمطار الغزيرة: محطة لكل 130 كم<sup>2</sup>.

يفضل أن تكون 10% من الأجهزة مسجلات مطر والباقي 90% مقاييس مطر عادية.

### . شبكات الحد الأمثل من الكثافة:

يتجلى الهدف من تصميم شبكة مثالية لقياس المطر في الحصول على كل المعطيات المتعلقة بالمطر سواء من حيث الكميات، والمتوسطات، والقيم الشاذة، التي تبين التوزيع الإحصائي لكل العناصر الهيدروميتيورولوجية بدقة فائقة لخدمة جميع الأهداف التطبيقية. عندما يحسب المتوسط السنوي للأمطار فوق منطقة أو إقليم أو حوض تصريف باستخدام طريقة المتوسط الحسابي البسيطة، فإن العدد المثالي لمقاييس المطر الذي يجب أن يوجد في هذه الحوضه يحدد وفق العلاقة التالية:

$$N = \left( \frac{C_v}{P} \right)^2$$

N: العدد المثالي لمقاييس المطر في هذه الحوضه.

Cv: معامل الاختلاف النسبي للمطر في محطات القياس الموجودة فعلياً (ولتكن «n»).

1 - Raghnath, H.M. Hydrology, second edition., New age international (P) Limited, Publishers , New Delhi 2006 , p 22.

P: الدرجة المتوخاة لنسبة الخطأ في تقدير عمق الهطول فوق إجمالي الحوض. يجب توزيع عدد المقاييس الذي يجب إضافتها (N-n) على كامل المساحة بعد الوضع في الحسبان مواقع المقاييس القديمة (n) وتوزيعها، واختلافات المطر فوق أرجاء الحوض.

### الفترة الزمنية لبيانات المطر:

يقصد بذلك عدد سنوات القياس الضرورية للحصول على توزيع تكراري ثابت للمطر وتقتصر الفترات التالية<sup>1</sup>:

نوع المنطقة:	جزر	سواحل	سهول	أقاليم جبلية
عدد السنوات:	30	40	40	50

### تقدير البيانات المفقودة:

في بعض المحطات تنقطع أحيانا سجلات قياس المطر لفترة قصيرة، إما نتيجة لغياب القائمين على رصد البيانات لأسباب معينة أو نتيجة لخلل في بعض الأجهزة، ففي مثل هذه الحالات لا بد من تخمين القيم الناقصة، والطرق المتبعة في التخمين كما يلي:

أ- طريقة المتوسط الحسابي: على سبيل المثال إذا كانت البيانات من محطة (X) قد انقطعت فيها البيانات لفترة معينة، فيمكن تخمين البيانات الناقصة بإتباع الخطوات التالية:

- 1- اختار ثلاث محطات قريبة من المحطة المعنية بحيث تكون مواقعها موزعة حولها بشكل منتظم.
- 2- يجب أن تكون المعدلات السنوية للأمطار للمحطات الأربعة من ضمنها محطة (X) معلومة.

1- Raghunath, Op. Cit. ,p 22.

3- إذا كان معدل المطر السنوي الاعتيادي لكل محطة من هذه المحطات الثلاث لا يختلف عن نظيره للمحطة موضع التخمين (محطة X) بأكثر من 10% فإنه يمكن أخذ المتوسط الحسابي بالشكل التالي:

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3}{3}$$

ب- معادلة الخط المستقيم تستخدم في تقدير قيم الفترات الزمنية المفقودة:

$$Y = a + b_x$$

(X) : معدلات المطر للمحطة الرئيسية (الأساس) - المتغير المستقل.

(Y) : ومعدلات المطر للمحطة المحمولة (الثانوية) - المتغير التابع

وهناك طرائق بسيطة منها: طريقة المحطة السنوية وطريقة النسبة البسيطة.

ت- طريقة المحطة السنوية:

في هذه الطريقة يتم توحيد بيانات القياس لمحطتين أو أكثر في سجل مطري واحد، شريطة أن تكون المحطتان متماثلتين مناخياً. ويتم تقدير البيانات المطرية المفقودة لإحدهما من خلال نسبة المعدلات أو موازنة المنحنيات البيانية.

ث- طريقة النسبة البسيطة:

إذا تعطل مقياس المطر في المحطة (A) خلال فترة محددة وخلال تلك الفترة كانت كمية المطر الهاطلة في ثلاث محطات مجاورة (C, B, D) معروفة فإنه يتم تقدير كمية المطر خلال الفترة المذكورة للمحطة (D) وذلك بنسبة كمية المطر في هذه الفترة في كل محطة إلى معدلها السنوي، ثم تقدر الكمية المفقودة.

ومن العلاقات الرياضية المستخدمة في هذا المجال العلاقة الآتية:

$$P_x = \frac{\frac{M_x}{M_1} p_1 + \frac{M_x}{M_2} p_2 + \frac{M_x}{M_n} p_n}{N}$$

حيث:

$P_x$  = كمية الأمطار في المحطة المفقودة.

$P_1$  = كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (1).

$P_2$  = كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (2).

$P_n$  = كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (N).

$M_x$  = متوسط كمية الأمطار في المحطة المفقودة.

$M_1$  = متوسط كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (1).

$M_2$  = متوسط كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (2).

$M_n$  = متوسط كمية الأمطار في المحطة المرجعية رقم (n).

$N$  = عدد المحطات المرجعية.

### صفات التهطال:

يتصف كل شكل من أشكال التهطال بصفة معينة، تتحدد من خلال الطريقة التي تتكون فيها قطيرات الماء وبلورات الجليد، ومن الظروف الجوية السائدة داخل السحابة وخارجها. وبما أن الأمطار أهم تلك الأشكال، لذا فسنركز عليها فيما يلي من موضوعات خاصة بالتهطال. فالأمطار إما أن تهطل بشكل متقطع أو متواصل، بشكل خفيف أو شديد. وقد تستمر في هطولها ساعات طويلة، بل أياماً، وقد لا تستمر سوى بضع دقائق. قد تنتهرم محدثة السيول خلال بضع دقائق، وقد لا يهطل خلال بضعة أيام من المطر المتواصل ما يهطل في بضع دقائق من عاصفة مطرية شديدة. وفيما يلي عرض لأهم صفتين للأمطار، هما؛ غزارة الأمطار، والامتداد المساحي للهطول المطري.

### غزارة الأمطار:

المقصود بغزارة الأمطار؛ كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية معينة (مم/ ساعة، مم/ يوم)، أي:

$$\text{الغزارة} = \text{كمية الأمطار الهاطلة} \div \text{الفترة الزمنية}$$

وتعد كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية قصيرة (24 ساعة أو أقل) ذات أهمية حيوية بالنسبة للهندس والبيولوجيين، والمهندسين الذين يهتمون بالفيضانات، وما يتعلق بالعواصف المطرية التي تؤدي إلى أمطار غزيرة في فترة تقل عن (24) ساعة، من آثار كبيرة على التربة. تتمثل في إزالة جزء منها، وما ينعكس على ذلك من تدهور للغطاء النباتي، بجانب التأثير الكبير على الإنتاج الزراعي.

وتتباين غزارة الأمطار تبايناً كبيراً من فترة إلى أخرى، ومن مكان إلى مكان. وعموماً فإن الغزارة تكون أكبر لو هطلت الأمطار في فترة قصيرة. كما هو الحال في الهطول المصاحب للعواصف الرعدية. منه لو هطلت في فترة زمنية طويلة. كما يحدث في التهطل الناجم عن الغيوم الطبقيّة .

وتتوافق الأمطار الغزيرة بصورة عامة مع زيادة في حجم قطرات الماء الهائلة أكثر من توافقها مع زيادة في عدد القطرات (شكل). فإذا كانت غزارة الأمطار: 0.1، 1.3، 10.2 سم/ساعة (0.05، 0.5، 4.0 بوصة/ ساعة)، فإن هذه الأرقام من الغزارات تتوافق مع الأقطار التالية لقطرات المطر الهائلة: 0.1، 0.2، 0.3 سم على التوالي.

وتتناسب سرعة تساقط قطرات الماء طرداً مع حجمها وثقلتها، وعكساً مع قوة الدفع للأعلى من قبل التيارات الصاعدة. كما ترتبط بمدى مقاومة الهواء لحركة قطرات الماء. فكلما ازدادت سرعة قطرة الماء ازدادت مقاومة الهواء لها .. وتتناسب السرعة النهائية لقطرات الماء طردياً مع حجمها، كما يوضحه الجدول التالي (2 - 16).

جدول رقم (2 - 16): يبين اختلاف السرعات النهائية لقطرات الماء في الهواء مع اختلاف حجمها<sup>(1)</sup>.

السرعة النهائية (م/ثا)	نصف قطر القطرة (ميكرون)	السرعة النهائية (م/ثا)	نصف قطر القطرة (ميكرون)
2.06	250	0.00013	1
4.03	500	0.0032	5
6.49	100	0.013	10
8.06	1500	0.05	20
8.83	2000	0.27	50
9.09	2500	0.72	100

(1) - Neiburger, M. and Others; Op. Cit, p. 144.

إن الكميات من الأمطار التي تزيد على (1.3) سم يومياً ذات أهمية بالنسبة لنحت سطح الأرض، كما هو الحال في أمريكا الشمالية، خاصة وأن أكثر من (90%) من الأمطار السنوية الهاطلة في منطقة ساحل الخليج تزيد غزارتها اليومية على الرقم السابق، هذا بالمقارنة مع (20%) فقط في الحوض العظيم. وفي سورية فإن عدد الأيام التي يهطل فيها يومياً أكثر من (1.0) سم قليلة، فهي تتراوح بين (30 . 40) يوماً في المنطقة الساحلية ومنطقة الجبال الساحلية، لتتدنى إلى أقل من (10) أيام في الأجزاء الشرقية من سورية<sup>(1)</sup>.

#### الامتداد المساحي للعاصفة المطرية:

تختلف كمية الأمطار الهاطلة، ويختلف مدى انتشارها من منطقة إلى أخرى، ومن مكان إلى مكان. ويرتبط هذا بطبيعة الأمطار الهاطلة، وبمدة حدوث التهطل المطري وغزارته. فالكمية العظمى من الأمطار الهاطلة خلال (24) ساعة فوق مناطق مختلفة الاتساع في الولايات المتحدة (عام 1960م) كانت كما هي واردة في الجدول التالي (2 - 17).

جدول رقم (2 - 17):

كمية الأمطار		مساحة المنطقة (ميل مربع)
(بوصة)	(سم)	
38.7	98.3	10 (25.4 كم <sup>2</sup> )
35.2	89.4	<sup>2</sup> 10
30.2	76.7	<sup>3</sup> 10
12.1	30.7	<sup>4</sup> 10
4.3	10.9	<sup>5</sup> 10

وهكذا يتضح لنا، أنه في حال كون سعة المنطقة (25.4) كم<sup>2</sup>، فإن كمية الأمطار الهاطلة فيها بحدود (98.3) سم، في حين نجد أنه لو تضاعفت سعة المنطقة خمس مرات لانخفضت كمية المطر إلى العشر تقريباً (10.9 سم). ذلك أن الأمطار تبتعد عن العمومية في تهطلها. وإذا كان مدى انتشارها كبيراً، فإن ما يهطل في فترة زمنية معينة

ليس واحداً حتى في منطقتين متجاورتين، وذلك لكثرة العوامل التي تؤثر على الأمطار، ولاختلاف طبيعة الأمطار. فكثيراً ما تتعرض بقاع محدودة من سورية الشمالية الشرقية والداخلية في فصل الربيع لعواصف مطرية من طبيعة حملانية مؤدية إلى هطول أمطار غزيرة في أجزاء دون سواها.

### تحليل التوزيع المساحي للأمطار:

يمكن اعتماد المتوسط السنوي للأمطار فوق مساحة صغيرة نسبياً من خلال محطة مطرية، أما عندما تكون مساحة الحوض كبيرة جداً، وتضريس سطحها غير متجانس، يجب توافر شبكة من مقاييس المطر. وبما أن كمية الأمطار غير متجانسة فوق أرجاء هذه الحوض، فإنه يعتمد إلى تقدير متوسط عمق المطر فوق هذه الحوضه باتباع العديد من الطرائق أهمها:

#### أ. طريقة المتوسط الحسابي:

تعد هذه الطريقة سهلة التطبيق، وتستعمل للمناطق التي تقل مساحتها عن 500 كيلو متر مربع، ويتم حساب معدل سقوط المطر بأخذ المتوسط الحسابي البسيط للمحطات المتوفرة في الحوض، والتقدير بهذه الطريقة جيد في حالة الأراضي المنبسطة وكون المقاييس موزعة بصورة منتظمة، على شرط أن لا تكون هناك اختلافات كبيرة بين قراءات المقاييس والمتوسط العام لها، وذلك حسب المعادلة التالية:

$$P = (P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n) / n$$

حيث أن:

$P =$  معدل الأمطار في المنطقة

$P_1, P_2, P_3 =$  معدل الأمطار السنوي في كل محطة رصد / بالمليمتري

$n =$  عدد محطات الرصد

#### ب- طريقة مزلعات ثيسين Thiessen Polygon Method:

تعد هذه الطريقة جيدة، إلا أنها أقل دقة من طريقة خطوط تساوي المطر، بهذه الطريقة يتم قياس مساحة تأثير كل محطة بدلاً من رسم خط كنتوري، وهي سهلة نسبياً وغير معقدة، وتتخلص خطوات العمل بهذه الطريقة كما يلي:

1- ارسم خارطة للمنطقة أو للحوض، ثم حدد مواقع أجهزة القياس عليها مع بيان قيم الأمطار المسجلة في كل محطة.

2- أوصل كل محطة وأخرى بخطوط مستقيمة بحيث تكون كل ثلاثة خطوط مثلث.

3- ارسم أعمدة من منتصفات هذه الخطوط الموصلة بين المحطات، وهذه الأعمدة ستكون أشكال متعددة الأضلاع، وكل شكل منها يمثل حدود تأثير كل محطة قياس.

4- أحسب مساحة كل شكل من هذه الأشكال

5 - أضرب مساحة كل شكل بمعدل الأمطار الساقطة على الحطة الممثلة لذلك الشكل ثم أقسم مجموع ناتج الضرب على مساحة الحوض الكلية، كما هو موضح بالمعادلة التالية:

$$P = \frac{A_1P_1 + A_2P_2 + A_3P_3 + \dots + A_nP_n}{A}$$

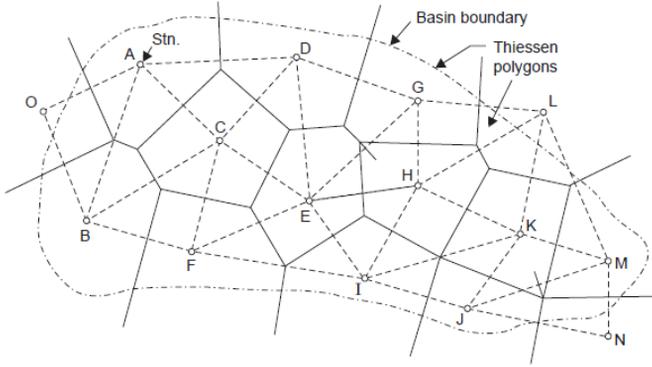
حيث أن:

$A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$  = مساحة تأثير كل محطة

$P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$  = معدل المطر الساقط في كل محطة

$A$  = مساحة الحوض

$P$  = معدل الأمطار الساقط على الحوض



شكل (2 - 34) طريقة مضلعات ثيسين

### ج . طريقة خطوط تساوي المطر Isohyetal Method:

تُعد هذه الطريقة من الطرق الدقيقة، حيث إنها تعطي تمثيل جيد لمتوسط كمية الأمطار الساقطة على منطقة معينة، خاصة إذا كان التوزيع غير متجانس في المنطقة تتلخص خطوات العمل بهذه الطريقة كما يلي:

1 . رسم خريطة أساس تبيين حدود الحوض، ومواقع محطات قياس المطر .

2 . تحميل المحطات بكميات أو معدلات الأمطار .

3 - رسم خطوط تساوي المطر بحيث تمر في المواقع ذات الأمطار المتساوية مع مراعاة التضاريس.

4 - حساب المساحة المحصورة بين كل خطي مطر متجاورين.

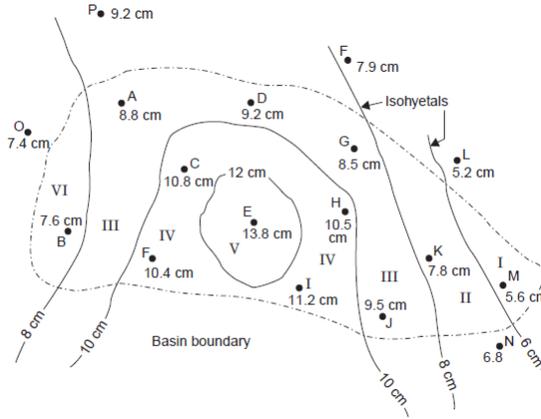
5 - حساب متوسط الأمطار فوق هذه المساحة، ويؤخذ متوسط قيمة خطي المطر اللذين يحدان هذه المساحة.

6 - ضرب المساحة المحصورة بين كل خطي مطر بمتوسط الأمطار فوق هذه المساحة.

7 - جمع ناتج الضرب وتقسيمه على مساحة الحوض الكلية .

ويمكن استخدام المعادلة التالية في إيجاد معدل سقوط المطر بهذه الطريقة:

$$Pa = \frac{A_1}{A} \cdot \frac{(P_1 + P_2)}{2} + \frac{A_2}{A} \cdot \frac{(P_2 + P_3)}{2} + \dots + \frac{A_n}{A} \cdot \frac{(P_{n-1} + P_n)}{2}$$



شكل (2 - 35) طريقة خطوط الأمطار المتساوية

كمية التهطل الممكنة:

$$PWW = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q dp$$

حيث:

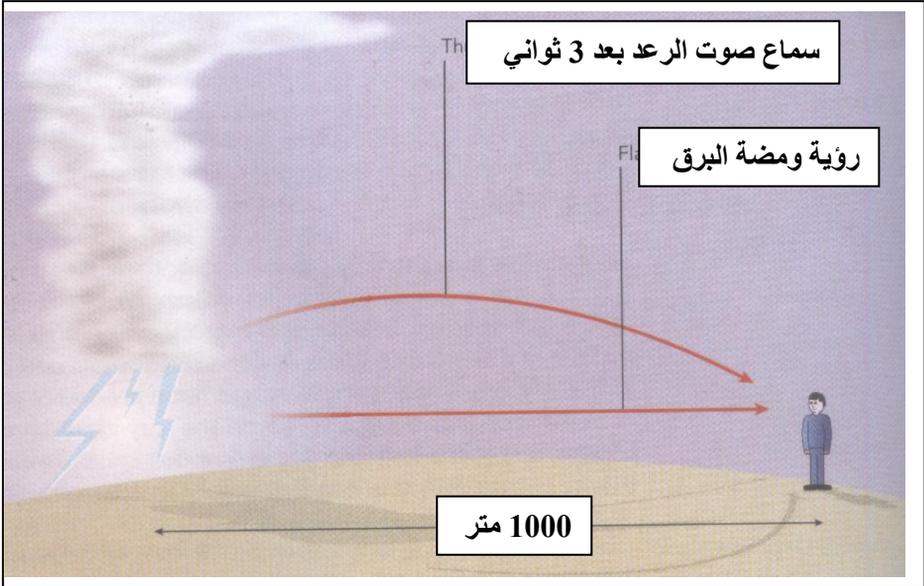
PWW = كمية المياه الممكن أن تهطل.

g = تسارع الجاذبية.

- $P_2$  = مستوى سطح الضغط (2).
- $P_1$  = مستوى سطح الضغط (1).
- $q$  = الرطوبة النوعية للهواء.
- $dp$  = تغير الضغط الجوي ( $\Delta$  ض)، أي فارق قيمة الضغط الجوي بين مستوى سطحي الضغط (1،2).

### تقدير المسافة للعاصفة الرعدية

- 1- تعير الساعة عند لحظة رؤية البرق
  - 2- حساب الوقت حتى لحظة سماع الرعد
  - 3- يتم حساب المسافة بيننا وبين العاصفة حسب القاعدة:  
كل 3 ثواني من الوقت المحسوب = 1000 م
- ويوضح ذلك الشكل الآتي:



شكل (2 - 36) تقدير المسافة للعاصفة الرعدية

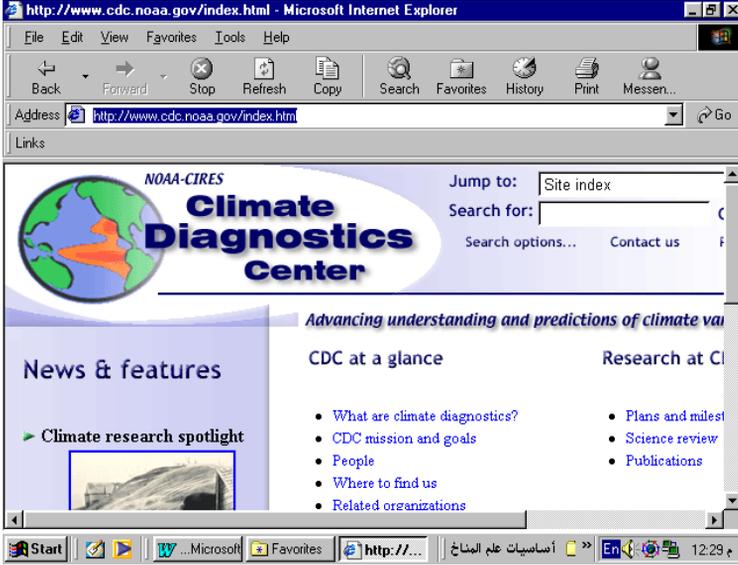


## الملاحق

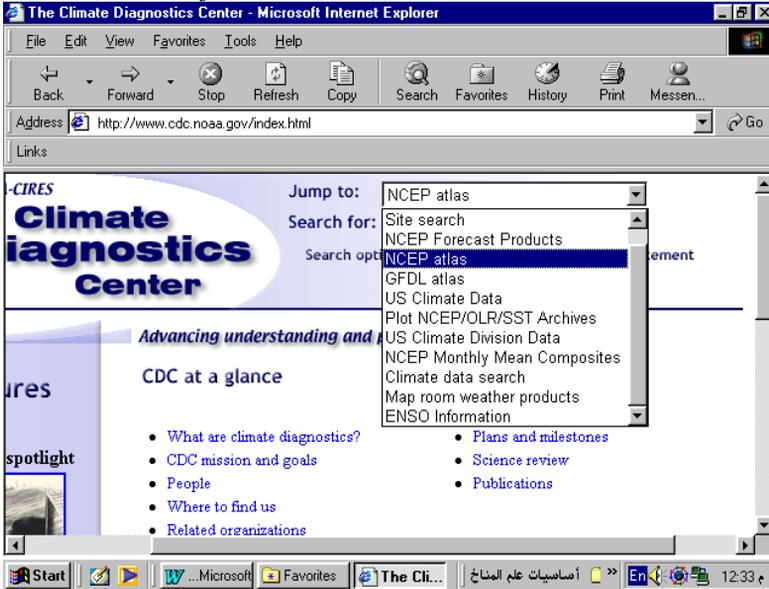


## ملحق (1)

استخدام مركز التشخيص المناخي على شبكة المعلومات الدولية (الانترنت) في رسم الخرائط  
1 - أكتب الموقع التالي <http://www.cdc.noaa.gov/index.html>

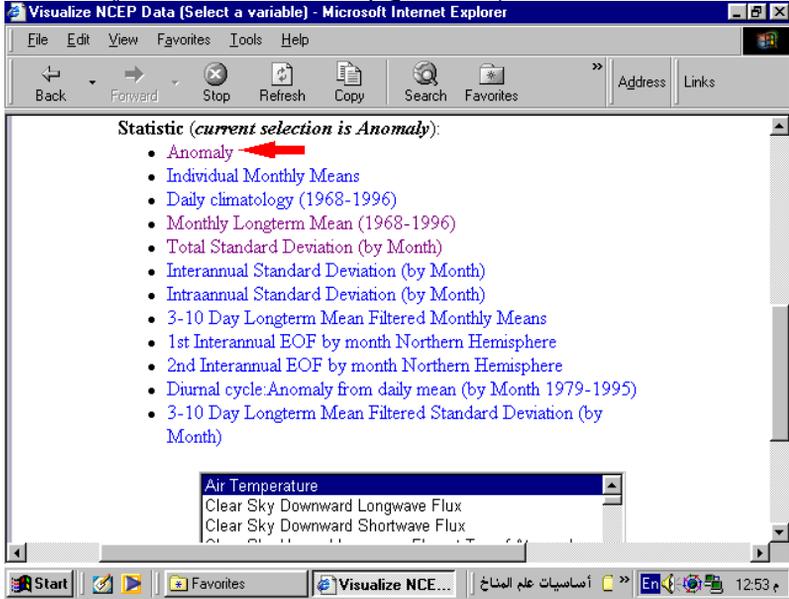


2 - اختر من القائمة NCEP Atlas كما هو مبين فيما يلي

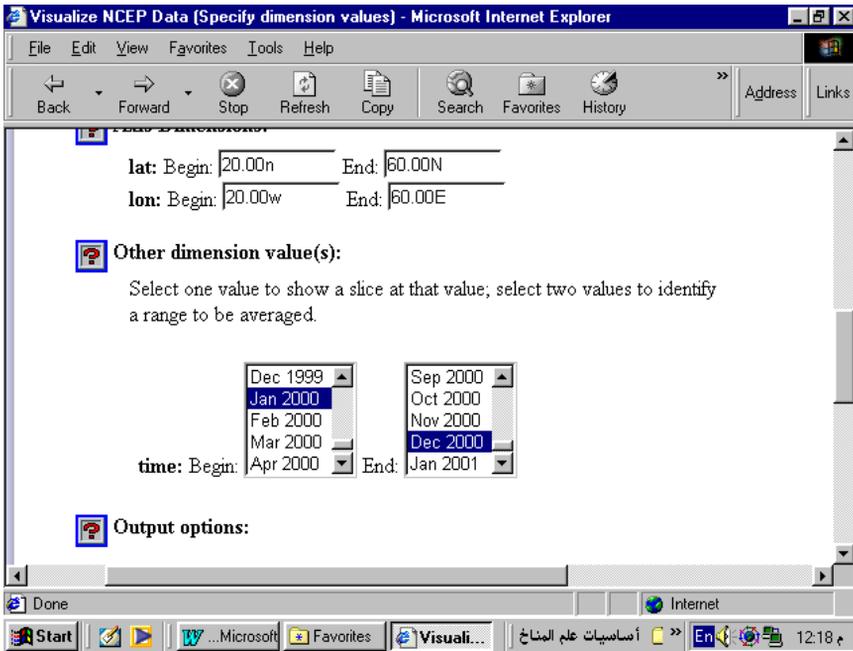


3- اضغط على زر Continuous Image في أسفل الشاشة

4 - اختار العنصر الذي تريده من الصندوق السفلي ، وطريقة التحليل (متوسط - تذبذب - انحراف معياري . . . الخ ) كما يبين الشكل التالي :



5 - حدد المنطقة التي تريد رسم خريطة لها وبداية ونهاية فترة الرصد التي تريد تحليلها :



6- اختار الشكل الذي تود أن تظهر عليه الخريطة (ملونة أو خطوط تساوي ؛ على قاعدة بيضاء أو سوداء . . . ) ثم اضغط الزر الأسفل Create Plot



درجة الحرية	$\alpha = 0.1$	0.05	0.025	0.01	0.005	0.001	0.0005
1	3.078	6.314	12.706	31.821	63.656	318.289	636.578
2	1.886	2.920	4.303	6.965	9.925	22.328	31.600
3	1.638	2.353	3.182	4.541	5.841	10.214	12.924
4	1.533	2.132	2.776	3.747	4.604	7.173	8.610
5	1.476	2.015	2.571	3.365	4.032	5.894	6.869
6	1.440	1.943	2.447	3.143	3.707	5.208	5.959
7	1.415	1.895	2.365	2.998	3.499	4.785	5.408
8	1.397	1.860	2.306	2.896	3.355	4.501	5.041
9	1.383	1.833	2.262	2.821	3.250	4.297	4.781
10	1.372	1.812	2.228	2.764	3.169	4.144	4.587
11	1.363	1.796	2.201	2.718	3.106	4.025	4.437
12	1.356	1.782	2.179	2.681	3.055	3.930	4.318
13	1.350	1.771	2.160	2.650	3.012	3.852	4.221
14	1.345	1.761	2.145	2.624	2.977	3.787	4.140
15	1.341	1.753	2.131	2.602	2.947	3.733	4.073
16	1.337	1.746	2.120	2.583	2.921	3.686	4.015
17	1.333	1.740	2.110	2.567	2.898	3.646	3.965
18	1.330	1.734	2.101	2.552	2.878	3.610	3.922
19	1.328	1.729	2.093	2.539	2.861	3.579	3.883
20	1.325	1.725	2.086	2.528	2.845	3.552	3.850
21	1.323	1.721	2.080	2.518	2.831	3.527	3.819
22	1.321	1.717	2.074	2.508	2.819	3.505	3.792
23	1.319	1.714	2.069	2.500	2.807	3.485	3.768
24	1.318	1.711	2.064	2.492	2.797	3.467	3.745
25	1.316	1.708	2.060	2.485	2.787	3.450	3.725
26	1.315	1.706	2.056	2.479	2.779	3.435	3.707
27	1.314	1.703	2.052	2.473	2.771	3.421	3.689
28	1.313	1.701	2.048	2.467	2.763	3.408	3.674
29	1.311	1.699	2.045	2.462	2.756	3.396	3.660
30	1.310	1.697	2.042	2.457	2.750	3.385	3.646
60	1.296	1.671	2.000	2.390	2.660	3.232	3.460
120	1.289	1.658	1.980	2.358	2.617	3.160	3.373
$\infty$	1.282	1.645	1.960	2.326	2.576	3.091	3.291

جدول مربع كاي  $x^2$

## Chi-Square Table (Cont.)

<b>df/ area</b>	<b>.250</b>	<b>.100</b>	<b>.050</b>	<b>.025</b>	<b>.010</b>	<b>.005</b>
<b>1</b>	1.32330	2.70554	3.84146	5.02389	6.63490	7.87944
<b>2</b>	2.77259	4.60517	5.99146	7.37776	9.21034	10.59663
<b>3</b>	4.10834	6.25139	7.81473	9.34840	11.34487	12.83816
<b>4</b>	5.38527	7.77944	9.48773	11.14329	13.27670	14.86026
<b>5</b>	6.62568	9.23636	11.07050	12.83250	15.08627	16.74960
<b>6</b>	7.84080	10.64464	12.59159	14.44938	16.81189	18.54758
<b>7</b>	9.03715	12.01704	14.06714	16.01276	18.47531	20.27774
<b>8</b>	10.21885	13.36157	15.50731	17.53455	20.09024	21.95495
<b>9</b>	11.38875	14.68366	16.91898	19.02277	21.66599	23.58935
<b>10</b>	12.54886	15.98718	18.30704	20.48318	23.20925	25.18818
<b>11</b>	13.70069	17.27501	19.67514	21.92005	24.72497	26.75685
<b>12</b>	14.84540	18.54935	21.02607	23.33666	26.21697	28.29952
<b>13</b>	15.98391	19.81193	22.36203	24.73560	27.68825	29.81947
<b>14</b>	17.11693	21.06414	23.68479	26.11895	29.14124	31.31935
<b>15</b>	18.24509	22.30713	24.99579	27.48839	30.57791	32.80132
<b>16</b>	19.36886	23.54183	26.29623	28.84535	31.99993	34.26719
<b>17</b>	20.48868	24.76904	27.58711	30.19101	33.40866	35.71847
<b>18</b>	21.60489	25.98942	28.86930	31.52638	34.80531	37.15645
<b>19</b>	22.71781	27.20357	30.14353	32.85233	36.19087	38.58226
<b>20</b>	23.82769	28.41198	31.41043	34.16961	37.56623	39.99685
<b>21</b>	24.93478	29.61509	32.67057	35.47888	38.93217	41.40106
<b>22</b>	26.03927	30.81328	33.92444	36.78071	40.28936	42.79565
<b>23</b>	27.14134	32.00690	35.17246	38.07563	41.63840	44.18128
<b>24</b>	28.24115	33.19624	36.41503	39.36408	42.97982	45.55851
<b>25</b>	29.33885	34.38159	37.65248	40.64647	44.31410	46.92789
<b>26</b>	30.43457	35.56317	38.88514	41.92317	45.64168	48.28988
<b>27</b>	31.52841	36.74122	40.11327	43.19451	46.96294	49.64492
<b>28</b>	32.62049	37.91592	41.33714	44.46079	48.27824	50.99338
<b>29</b>	33.71091	39.08747	42.55697	45.72229	49.58788	52.33562
<b>30</b>	34.79974	40.25602	43.77297	46.97924	50.89218	53.67196

$X^2$  تابع جدول مربع کای  
Chi-Square Table

df/ area	.995	.990	.975	.950	.900	.750	.500
1	0.00004	0.00016	0.00098	0.00393	0.01579	0.10153	0.45494
2	0.01003	0.02010	0.05064	0.10259	0.21072	0.57536	1.38629
3	0.07172	0.11483	0.21580	0.35185	0.58437	1.21253	2.36597
4	0.20699	0.29711	0.48442	0.71072	1.06362	1.92256	3.35669
5	0.41174	0.55430	0.83121	1.14548	1.61031	2.67460	4.35146
6	0.67573	0.87209	1.23734	1.63538	2.20413	3.45460	5.34812
7	0.98926	1.23904	1.68987	2.16735	2.83311	4.25485	6.34581
8	1.34441	1.64650	2.17973	2.73264	3.48954	5.07064	7.34412
9	1.73493	2.08790	2.70039	3.32511	4.16816	5.89883	8.34283
10	2.15586	2.55821	3.24697	3.94030	4.86518	6.73720	9.34182
11	2.60322	3.05348	3.81575	4.57481	5.57778	7.58414	10.34100
12	3.07382	3.57057	4.40379	5.22603	6.30380	8.43842	11.34032
13	3.56503	4.10692	5.00875	5.89186	7.04150	9.29907	12.33976
14	4.07467	4.66043	5.62873	6.57063	7.78953	10.16531	13.33927
15	4.60092	5.22935	6.26214	7.26094	8.54676	11.03654	14.33886
16	5.14221	5.81221	6.90766	7.96165	9.31224	11.91222	15.33850
17	5.69722	6.40776	7.56419	8.67176	10.08519	12.79193	16.33818
18	6.26480	7.01491	8.23075	9.39046	10.86494	13.67529	17.33790
19	6.84397	7.63273	8.90652	10.11701	11.65091	14.56200	18.33765
20	7.43384	8.26040	9.59078	10.85081	12.44261	15.45177	19.33743
21	8.03365	8.89720	10.28290	11.59131	13.23960	16.34438	20.33723
22	8.64272	9.54249	10.98232	12.33801	14.04149	17.23962	21.33704
23	9.26042	10.19572	11.68855	13.09051	14.84796	18.13730	22.33688
24	9.88623	10.85636	12.40115	13.84843	15.65868	19.03725	23.33673
25	10.51965	11.52398	13.11972	14.61141	16.47341	19.93934	24.33659
26	11.16024	12.19815	13.84390	15.37916	17.29188	20.84343	25.33646
27	11.80759	12.87850	14.57338	16.15140	18.11390	21.74940	26.33634
28	12.46134	13.56471	15.30786	16.92788	18.93924	22.65716	27.33623
29	13.12115	14.25645	16.04707	17.70837	19.76774	23.56659	28.33613
30	13.78672	14.95346	16.79077	18.49266	20.59923	24.47761	29.33603

جدول Z: التوزيع الطبيعي القياسي

	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.0	0.0000	0.0040	0.0080	0.0120	0.0160	0.0199	0.0239	0.0279	0.0319	0.0359
0.1	0.0398	0.0438	0.0478	0.0517	0.0557	0.0596	0.0636	0.0675	0.0714	0.0753
0.2	0.0793	0.0832	0.0871	0.0910	0.0948	0.0987	0.1026	0.1064	0.1103	0.1141
0.3	0.1179	0.1217	0.1255	0.1293	0.1331	0.1368	0.1406	0.1443	0.1480	0.1517
0.4	0.1554	0.1591	0.1628	0.1664	0.1700	0.1736	0.1772	0.1808	0.1844	0.1879
0.5	0.1915	0.1950	0.1985	0.2019	0.2054	0.2088	0.2123	0.2157	0.2190	0.2224
0.6	0.2257	0.2291	0.2324	0.2357	0.2389	0.2422	0.2454	0.2486	0.2517	0.2549
0.7	0.2580	0.2611	0.2642	0.2673	0.2704	0.2734	0.2764	0.2794	0.2823	0.2852
0.8	0.2881	0.2910	0.2939	0.2967	0.2995	0.3023	0.3051	0.3078	0.3106	0.3133
0.9	0.3159	0.3186	0.3212	0.3238	0.3264	0.3289	0.3315	0.3340	0.3365	0.3389
1.0	0.3413	0.3438	0.3461	0.3485	0.3508	0.3531	0.3554	0.3577	0.3599	0.3621
1.1	0.3643	0.3665	0.3686	0.3708	0.3729	0.3749	0.3770	0.3790	0.3810	0.3830
1.2	0.3849	0.3869	0.3888	0.3907	0.3925	0.3944	0.3962	0.3980	0.3997	0.4015
1.3	0.4032	0.4049	0.4066	0.4082	0.4099	0.4115	0.4131	0.4147	0.4162	0.4177
1.4	0.4192	0.4207	0.4222	0.4236	0.4251	0.4265	0.4279	0.4292	0.4306	0.4319
1.5	0.4332	0.4345	0.4357	0.4370	0.4382	0.4394	0.4406	0.4418	0.4429	0.4441
1.6	0.4452	0.4463	0.4474	0.4484	0.4495	0.4505	0.4515	0.4525	0.4535	0.4545
1.7	0.4554	0.4564	0.4573	0.4582	0.4591	0.4599	0.4608	0.4616	0.4625	0.4633
1.8	0.4641	0.4649	0.4656	0.4664	0.4671	0.4678	0.4686	0.4693	0.4699	0.4706
1.9	0.4713	0.4719	0.4726	0.4732	0.4738	0.4744	0.4750	0.4756	0.4761	0.4767
2.0	0.4772	0.4778	0.4783	0.4788	0.4793	0.4798	0.4803	0.4808	0.4812	0.4817
2.1	0.4821	0.4826	0.4830	0.4834	0.4838	0.4842	0.4846	0.4850	0.4854	0.4857
2.2	0.4861	0.4864	0.4868	0.4871	0.4875	0.4878	0.4881	0.4884	0.4887	0.4890
2.3	0.4893	0.4896	0.4898	0.4901	0.4904	0.4906	0.4909	0.4911	0.4913	0.4916
2.4	0.4918	0.4920	0.4922	0.4925	0.4927	0.4929	0.4931	0.4932	0.4934	0.4936
2.5	0.4938	0.4940	0.4941	0.4943	0.4945	0.4946	0.4948	0.4949	0.4951	0.4952
2.6	0.4953	0.4955	0.4956	0.4957	0.4959	0.4960	0.4961	0.4962	0.4963	0.4964
2.7	0.4965	0.4966	0.4967	0.4968	0.4969	0.4970	0.4971	0.4972	0.4973	0.4974
2.8	0.4974	0.4975	0.4976	0.4977	0.4977	0.4978	0.4979	0.4979	0.4980	0.4981
2.9	0.4981	0.4982	0.4982	0.4983	0.4984	0.4984	0.4985	0.4985	0.4986	0.4986
3.0	0.4987	0.4987	0.4987	0.4988	0.4988	0.4989	0.4989	0.4989	0.4990	0.4990



## أهم المصطلحات العلمية الواردة في الكتاب

- Absolute Humidity	رطوبة مطلقة
-Absolute Maximum Temperature	درجة الحرارة العظمى المطلقة
-Absolute Minumum Temperature	درجة الحرارة الصغرى المطلقة
- Absolute Temperature	درجة الحرارة المطلقة (كل)
- Absolute Zero	الصفر المطلق ( $-273.2^{\circ}$ م)
- Absorption of Radiation	امتصاص الأشعة
- Actual Duration of Sunshine	مدة سطوع الشمس الفعلية
- Actual Evapotranspiration	التبخير النتح الفعلي
-Adiabatic Cooling	التبريد الذاتي (الكظوم)
-Adiabatic Heating	التسخن الذاتي (الكظوم)
-Advection Fog	ضباب التآفق
-Advection Frost	صقيع التآفق
-Advection Inversion	انقلاب (حراري) التآفق
-Aerosol	الهباء الجوي (العوالق الصلبة في الهواء)
-Air Conditional Instability	عدم استقرار شرطي للهواء
-Air Instability	عدم استقرار الهواء
-Air Mass	كتلة هوائية
-Air Pollution	تلوث الهواء
- Air Stability	استقرار الهواء
- Albedo	عاكسية، بياض
- Anabatic Winds	رياح سفحية صاعدة
- Ana-Front	جبهة نشطة
- Annual Temperature Rang	المدى السنوي لدرجة الحرارة

- Anticyclone	ضد إعصار ، مرتفع جوي
- Anvil Clouds	غيوم سندانية
- Aractic Sea Smoke	دخان البحر القطبي (ضباب البحر)
- Artifical Stimulation of Rain	التحريض الصناعي للمطر
- Atmosphere	غلاف جوي (هوائي)
- Atmospheric Pressure	الضغط الجوي
- Atmospheric Radiation	الإشعاع الجوي
- Baroclinic	حالة جوية غير متوازنة
- Barometric Gradient	تدرج ضغطي
- Barometric Slope	انحدار ضغطي
- Barometric Tendency	ميل ضغطي
- Barotropic	حالة جوية متوازنة
- Black Frost	صقيع أسود
- Blue Sky	سماة زرقاء
- Breeze	نسيم
- Calm	هدوء ، سكون ، رهو
- Calorie	حريرة ، سعرة
- Centrifugal Force	القوة الطاردة المركزية
- Centripital Force	القوة الجاذبة المركزية
- Chinook Wind	رياح الشينوك
- Climate	مناخ
- Climatology	علم المناخ
- Clouds	غيوم ، سحب
- Cloud Seeding	بذر الغيوم

- Cloudiness	تغيم
- Cloudy	غائم
- Cold Front	جبهة باردة
- Cold Occlusion	امتلاء بارد
- Condensation	تكاثف
- Confluence	تقارب
- Convection	حملان
- Convergence	تجمع
- Coriolis Force	قوة كوريولس
- Cosmic Rays	أشعة كونية
- Crystallization	تبلور، ترسب
- Current	تيار
- Cyclogenesis	نشوء الأعاصير
- Cyclolysis	تحلل الأعاصير
- Cyclone	إعصار، منخفض جوي
- Cyclonic Circulation	حركة إعصارية
- Cyclostrophic Wind	رياح إعصارية دورانية
- Daily Manimum Temperature	درجة الحرارة الصغرى اليومية
- Daily Maximum Temperature	درجة الحرارة العظمى اليومية
- Deflection Force	قوة الانحراف (قوة كوريولس)
- Depression	منخفض جوي
- Desert	صحراء
- Dew Point	نقطة الندى
- Diffluence	تباعد
- Direct Solar Radiation	إشعاع شمسي مباشر

- Discontinuity Surface	سطح انفصال (جبهة)
- Divergence	تفرق
- Doldrums	الرهو الاستوائي
- Drizzle	رذاذ
- Drought	جفاف
- Dry Adiabatic Lapse Rate	معدل التناقص الذاتي الجاف
- Dust Storm	عاصفة غبارية
- Dynamic Climatology	علم المناخ الحركي
- Eddies	دوامات هوائية
- Electromagnetic Radiation	إشعاع كهرومغناطيسي
- Energy Budget	توازن الطاقة
- Equatorial Low Pressure	ضغط منخفض استوائي
- Equatorial Trough	أخدود استوائي
- Etesians	إيتيزيه (رياح)
- Evaporation	تبخر
- Evaporation Fog	ضباب التبخر
- Exosphere	الغلاف الجوي الخارجي
- Exothermic	تحول ناشر للحرارة
- Ferrel's Low	قانون فرل
- Foehn Wind	رياح الفوهن
- Fog	ضباب
- Freezing Point	نقطة التجمد
- Freezing Rain	مطر متجمد

- Frictional Force	قوة الاحتكاك
- Frontal Depression	منخفض جبهي
- Frontal Enversion	انقلاب جبهي (حراري)
- Frontal Rain	مطر جبهي
- Frost	صقيع
- Funnel Clouds	غيوم قمعية
- Gale	هوجاء (رياح)
- Gamma Rays	أشعة غاما
- Geostrophic Winds	رياح جيوستروفية
- Glaze	جليد شفاف
- Gradient	تدرج، تحدر، غراديان
- Gradient Wind	رياح الانحدار
- Graupel	بَرَد كروي
- Gravity Wind	رياح الجاذبية، رياح الثقالة
- Greenhouse Effect	مفعول البيت الزجاجي
- Ground Radiation	إشعاع أرضي
- Gust	نفحة، هبة ريحية
- Hail	بَرَد
- Halo	هالة (دائرة ضوئية)
- Haze	سديم (جو سديمي)
- Heterosphere	غلاف غير متجانس
- High Pressure	ضغط مرتفع
- Hoar Frost	صقيع هش
- Homosphere	غلاف متجانس
- Horse Latitude	عروض الخيل

- Humidity	رطوبة جوية
- Hurricane	هوريكان (إعصار مداري)
- Hygroscopic Nuclei	نويات مسترطبة
- Ice Fog	ضباب جليدي
- Ice Pellets	حبات جليدية
- Indrafts	تيارات داخلية
- Infrared Radiation	أشعة تحت الحمراء
- Insolation	تشمس
- Intertropical Convergence Zon (ITCZ)	منطقة التجمع بين المدارية
- Intertropical Front	جبهة بين مدارية
- Ionosphere	غلاف متشرد (متأين)
- Isobar	خط الضغط المتساوي
- Isobaric Surface	سطح ضغطي
- Isotherm	خط الحرارة المتساوي
- Jet Stream	تيار نفاث
- Katabatic Wind	رياح سفحية صاعدة
- Kata-Front	جبهة خاملة
- Khamasin	رياح الخماسين
- Knot	عقدة (وحدة قياس السرعة)
- Land Breeze	نسيم البحر
- Latent Heat	حرارة كامنة
- Leeward	ظل الرياح
- Lenticular Clouds	غيوم عدسية
- Light	ضوء (أشعة مرئية)
- Lightning	برق

- Local Winds	رياح محلية
- Long-Range Forecast	تنبؤ طويل المدى
- Macroclimatology	علم المناخ العام
- Magnetopause	ماغينتوبوز
- Magnetosphere	الغلاف المغناطيسي
- Mamma Clouds	غيوم ثديية
- Maritime Air	هواء بحري
- Meridional Winds	رياح طولانية
- Mesopause	ميزوبوز (سقف الميزوسفير)
- Mesosphere	الغلاف الجوي الأوسط
- Meteorological Staellites	أقمار الرصد الجوي
- Meteorology	علم الأرصاد الجوية
- Mizzle	طَلّ (رذاذ دقيق جداً)
- Mountain Breeze	نسيم الجبل
- Needle Ice	جليد إبري
- Net Radiation	صافي الأشعة
- Neutral Stability	استقرار محايد
- Northeast Trades	التجاريات الشمالية الشرقية
- Numerical Forecasting	تنبؤ عددي
- Occluded Front	جبهة ممتلئة
- Open Cyclon	إعصار (منخفض) ناضج
- Orographic Inversion	انقلاب حراري تضاريسي
- Outdrafts	تيارات هوائية خارجة
- Outgoing Radiation	إشعاع صادر
- Overcast	سماء ملبدة بالغيوم

- Ozonosphere	الغلاف الأوزوني
- Passat Wind	رياح الباسات (التجارية)
- Peplopause	سقف الطبقة الجغرافية المضطربة
- Photosynthesis	تمثيل (تركيب) ضوئي
- Planetary Winds	رياح كوكبية (الرياح الدائمة)
- Polar Easterlies	شرقيات قطبية
- Polar Front	جبهة قطبية
- Potential Evapotranspiration	تبخر نتح كامن (ممکن، أعظمي)
- Precipitation	تهطال، هطول
- Pressure Cell	حجيرة (خلية) ضغط
- Prevailing Wind	الرياح السائدة
- Quasi-Stationary Front	جبهة شبه مستقرة
- Radiation Fog	ضباب إشعاعي
- Radiation Inversion	انقلاب حراري إشعاعي
- Radiation Scattering	انتثار الأشعة
- Rain	مطر
- Rainbow	قوس قزح
- Reflection	انعكاس
- Relative Humidity	رطوبة نسبية
- Rime	جليد هش
- Rotor Clouds	غيوم دوارة
- Sandstorm	عاصفة رملية
- Saturated Air	هواء مشبع
- Saturated Vapour Pressure	ضغط بخار الماء المشبع
- Saturation Deficit	نقص التشبع

- Sea Breeze	نسيم البحر
- Showers	زخات مطرية
- Simoom	سموم (رياح حارة متربة)
- Sky Radiation	إشعاع سماوي
- Sleet	شفشاف (تهطل نصف متجمد)
- Smog	ضباب دخاني
- Snow Flakes	شرائح ثلجية
- Soft Hail	برد هش
- Solar Constant	الثابت الشمسي
- Southeast Trades	التجاريات الجنوبية الشرقية
- Specific Heat	حرارة نوعية
- Specific Humidity	رطوبة نوعية
- Stationary Front	جبهة مستقرة
- Steam Fog	ضباب البخار
- Storm	عاصفة
- Stratospaus	ستراتوبوز
- Stratosphere	غلاف متطبق (ستراتوسفير)
- Sublimation	تسامي
- Supercooled Water	قطرات مائية فوق مبردة
- Swing of Wind	تأرجح الرياح
- Synoptic Climatology	علم المناخ الإجمالي (الشمولي)
- Temperature	درجة الحرارة
- Temperature Inversion	انقلاب حراري
- Terrestrial Radiation	إشعاع أرضي

- Thalweg	وادي جوي
- Thermal Anomaly	شذوذ حراري
- Thermal Depression	منخفض جوي حراري
- Thermal Wind	رياح حرارية
- Thermosphere	غلاف جوي حراري
- Thunderbolt	صاعقة
- Thunderstorm	عاصفة رعدية
- Tornado	تورنادو (إعصار)
- Tropical Cyclone	إعصار مداري
- Tropopause	سقف الغلاف الجوي المتغير
- Troposphere	الغلاف الجوي المتغير (تروبوسفير)
- Typhoon	تيفون (إعصار مداري)
- Ultraviolet Rays	أشعة فوق بنفسجية
- Updrafts	تيارات هوائية صاعدة
- Upslope Fog	ضباب التسلق
- Urban Climat	مناخ المدينة
- Valley Breeze	نسيم الوادي
- Veering of Wind	تقدم الرياح
- Vertical Current	تيار شاقولي
- Virga	فيرجا (تهطل يتبخر قبل وصوله الأرض)
- Vortex Motion	حركة دوامية
- Warm Front	جبهة حارة
- Warm Sector	قطاع حار
- Water Spout	شاهقة مائية

- Wave Cyclone	إعصار موجي
- Weather	طقس
- Westerlies	الغريبات (الرياح الغربية)
- Wind Ward	مهبط الرياح
- X Rays	الأشعة السينية
- Xerophytes	الجفافيات (النباتات الجافة)
- Year	سنة
- Zenith	سمت الرأس
- Zonal Wind	رياح نطاقية



## المراجع

### 1. المراجع باللغة العربية

- إبراهيم العرود؛ «مبادئ المناخ العملي»، دار الشروق للنشر والتوزيع، عمان، 1997.
- إبراهيم رزقانة، محمد صفي الدين، محمد صبحي عبد الحكيم، «أسس الجغرافية الطبيعية»، الجزء الثاني، الجغرافية المناخية، القاهرة، 1954م.
- أحمد غانم، «المناخ التطبيقي»، دار المسيرة، عمان 2010.
- برجس، س، ر «الأرصاد الجوية لرواد البحار». ترجمة: ميشيل زكي زكي رزق الله، القاهرة، 1966.
- بييري، ص، ز. شورلي، ص، ي؛ «الغلاف الجوي والطقس والمناخ»، ترجمة عبد القادر عبد العزيز علي، المجلس الأعلى للثقافة، القاهرة 1990.
- بيماراجوا، س، بانث «كتاب مسائل دراسية لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الثالثة». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف، 1969.
- الجمعية الكيماوية الأمريكية «مكافحة تلوث البيئة» ترجمة: أنور محمود عبد الواحد، القاهرة، 1972.
- جميل عباس «المناخ والأرصاد الزراعية» منشورات جامعة حلب، حلب، 1990.
- جهاد الشاعر، فواز الموسى، «علم المياه»، منشورات جامعة حلب، حلب 2006
- جودة حسنين جودة؛ الجغرافيا «المناخية والنباتية»، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية 1989.
- حسن سيد أبو العينين؛ «أصول الجغرافيا المناخية»، الطبعة السادسة، مؤسسة الثقافة الجامعية، الإسكندرية. 1988
- إباد الحمادة، «تحليل السلاسل الزمنية لمعدلات درجات الحرارة في سورية»، رسالة ماجستير، جامعة حلب. 2008
- خليل عبد القادر خليل، عبد الفتاح محمد العاملي «الأرصاد الجوية لطيران». بيروت، 1965.
- ريتا للاك، ب.ج «موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة. المجلد الثاني». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف.

- سعود يوسف عياش « تكنولوجيا الطاقة البديلة ». عالم المعرفة، عدد 38، شباط، الكويت، 1981.
- شاهر جمال آغا؛ « علم المناخ والمياه »، الجزء الأول - علم المناخ، المطبعة الجديدة، دمشق. 1978
- سماح الشب، « الهطل وتكرار نوبات الجفاف في إقليم الجزيرة والفرات السوري »، رسالة ماجستير، جامعة تشرين، اللاذقية. 2013
- حارث عبد الجبار حميد الضاحي، « الأمطار في العراق »، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية الآداب، جامعة الإسكندرية 1989 .
- عادل الراوي وقصي السامرائي، « المناخ التطبيقي »، بغداد، 1990.
- عبد الرحمن حميدة « علم المناخ ». دمشق، 1969.
- عبد العزيز طريح شرف؛ « الجغرافيا المناخية والنباتية مع التطبيق على مناخ أفريقية ومناخ العالم العربي »، الطبعة 11، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية. 1996
- عبد العزيز طريح شرف « الجغرافيا المناخية والنباتية ». الاسكندرية، 1974.
- عبد القادر عبد العزيز علي؛ « الطقس والمناخ والمتيورولوجيا » (دراسة في الجغرافية المناخية)، دار الجامعة للطباعة الحديثة ، القاهرة . 1982
- عبد الله أبو زخم، أميرة كامل، سمير أبو طرب « المناخ والأرصاء الزراعية - الجزء العملي » منشورات جامعة دمشق ، دمشق ، 1998.
- عبد علي الخفاف، ثعبان خضير، «المناخ والانسان »، دار المسيرة، عمان 2007.
- علي حسن موسى؛ « أقاليم الكفاية المائية في سورية »، المجلة الجغرافية، الجمعية الجغرافية السورية، المجلد الأول، عدد يوليه ، دمشق . 1976
- علي حسن موسى علي حسن موسى « مناخ سورية » دمشق، 1979.
- علي حسن موسى « الرصد والتنبؤ الجوي ». دار دمشق، 1986.
- علي حسن موسى، « الجغرافية الكمية »، منشورات جامعة دمشق ، دمشق 1987.
- « العواصف والأعاصير ». دار الفكر، دمشق، 1989.
- علي حسن موسى « مناخات العالم ». دار الفكر، دمشق، 1989.

- علي حسن موسى؛ «المناخ والأرصاد الجوية»، منشورات جامعة دمشق، دمشق، 1990
- علي حسن موسى؛ «المناخ الإقليمي»، منشورات جامعة دمشق، دمشق، 1990.
- علي حسن موسى «أساسيات علم المناخ». دار الفكر، دمشق، 1994.
- علي حسن موسى «الاستمطار». دار الفكر، دمشق، 1994.
- علي حسن موسى، «المناخ والسياحة مع نموذج تطبيقي سوريا ومصر»، دار الأنوار دمشق، 1998
- علي حسن موسى «المناخ في التراث العربي». دار الفكر، دمشق، 2001.
- علي حسن موسى «المناخ الحيوي». دار نينوى، دمشق، 2002.
- علي حسن موسى «المناخ الفسيولوجي». دار نينوى، دمشق، 2002.
- علي حسن موسى «موسوعة الطقس والمناخ». دمشق، 2006م.
- علي حسن موسى «العواصف الرعدية». دمشق، 2008.
- علي حسن موسى، عبد الكريم حليلة «علم المناخ الطبيعي». جامعة تشرين، اللاذقية، 2009.
- علي حسن موسى، فواز الموسى «أطلس السحب». دار نينوى، دمشق، 2009.
- علي عبد الوهاب شاهين «محاضرات في جغرافية المناخ والنبات» جامعة بيروت العربية، 1965.
- فواز الموسى «الأمطار في سورية» رسالة ماجستير، قسم الجغرافية - كلية الآداب بجامعة القاهرة، القاهرة، 1999.
- فواز الموسى «الخصائص المناخية للحرارة والأمطار في منطقة شرقي البحر المتوسط» رسالة دكتوراه غير منشورة، جامعة عين شمس، القاهرة، 2002.
- فواز الموسى، «القيمة الفعلية للأمطار في سورية»، مجلة الجغرافي العربي، الأمانة العامة لاتحاد الجغرافيين العرب، العدد السادس عشر، 2005. ص ص 35-87
- فواز الموسى، «تحليل مناخي إحصائي لحرارة الهواء وقراءتها في حلب»، مجلة بحوث جامعة حلب سلسلة الآداب والعلوم الإنسانية والتربوية، العدد 90 لعام 2014

- فوز الموسى، عبد الكريم حليلة، « احتمالات الهطل في إقليم الساحل والجبال الساحلية»، مجلة بحوث جامعة تشرين العدد 3- المجلد 31 - عام 2009
- فوز الموسى، محمد دلف الدليمي، « الاتجاهات الحديثة في البحث الجغرافي »- استخدام طريقة دلفي (Method Delphi) في بحوث الجغرافية التطبيقية، مجلة جامعة الأنبار للعلوم الإنسانية العدد 3 لعام 2009 ص ص 42-47 .
- فوز الموسى، جلال خضرة ، « جغرافية الموارد والطاقة »، جامعة تشرين، اللاذقية 2009
- فوز الموسى، جولبيت سلوم، سماح الشب، « تطبيقات لبعض قرائن الجفاف في سورية»، مجلة بحوث جامعة حلب ، العدد 71 لعام 2010
- فوز الموسى، « التحليل الطيفي لكميات الهطول في إقليم الجزيرة والفرات السوري»، مجلة بحوث جامعة حلب سلسلة الآداب والعلوم الإنسانية والتربوية، العدد 88 لعام 2013
- لؤي أهدي، « علم المناخ والأرصاد الجوية»، جامعة دمشق، دمشق، 1973م.
- ماجد نحلاوي، « الصقيع ومكافحته»، وزارة الزراعة والإصلاح الزراعي، مديرية الإرشاد الزراعي (قسم الإعلام). 1980م
- محمد عصام الدين شوقي ؛ « الأرصاد الجوية الزراعية»، منشورات كلية الزراعة بجامعة القاهرة ، القاهرة ، 1996.
- محمد علي الزالوق « الأرصاد الجوية والطيران»، حلب، 1973.
- محمد عنداني، « تأثير عوامل الوسط الفيزيائية على النبات»، محاضرات في علوم البيئة النباتية، وزارة الزراعة والإصلاح الزراعي، دمشق، 1967م.
- محمد فتحي طه « استمطار السحب»، محاضرات الموسم الثقافي السادس، القاهرة، 1960.
- محمد وليد كامل « المناخ والأرصاد الجوية - القسم العملي». منشورات جامعة حلب، حلب، 1983.
- محمد وليد كامل « المناخ والأرصاد الجوية - القسم النظري». منشورات جامعة حلب، حلب، 1983.

- محمود حامد محمد « الميتيورولوجيا، أو ظواهر الجو في الدنيا ومصر خاصة »، القاهرة، 1940.
- نابير شو « قصص الطقس »، مترجم، القاهرة، 1956.
- نعمان شحادة؛ « المناخ العملي »، مطبعة النور النموذجية، عمان 1983.
- نعمان شحادة « علم المناخ »، عمان، 1983.
- الهيئة الحكومية الدولية المعنية بتغير المناخ IPCC (2001)، «تغير المناخ - التقرير التجميعي»، برنامج الأمم المتحدة للبيئة (UNEP) والمنظمة العالمية للأرصاد الجوية (WMO)، جنيف.
- يوسف عبد المجيد فايد؛ « جغرافية المناخ والنبات »، الطبعة الخامسة، دار النهضة العربية، القاهرة 1995.

## 2 . المراجع باللغة الأجنبية:

- Akosy, H. " Use of Gamma Distribution in Hydrological Analysis", Turk J. Eng. Environ Sci. Vol. 24, (2000), PP. 419 - 428.
- Amany Mousa: Cairo (2005), Statistical Data Analysis, Center for Advancement of Postgraduate Studies and Research, Faculty of Engineering, Cairo University.
- Angouridakis V.E & Makrogiannis, T.J "The Discomfort Index in Thessaloniki, Greece" Int. J.Biometeor, 1982, vol.26, No.1, pp.53-59.
- Ayoada, j. O; « Introduction to Climatology for the Tropics». New
- Bailey, H. P. «Asimple moisture index basad upon a Primary Law of Evaporation» Geogeafiska Annaler, vof. 40, 1958, pp. 196-215.
- Bailey, H.P, «Toward a unified Concpt of Temperate Climate». Geogr. Rev. Vol, 52, 1962, pp. 510-515.
- Barry R. and A. Perry, Synoptic Climatology Methods and Applications (London: Methuen , (1973), 227-38.
- Barry, R.G. & Chorley, R. J.; (1987): Atmosphere Weather and Climate, Fifth edition, Metheun, London and New York.
- Blair, T & Fite, R. C; « Weather Elements ». New York, 1965.
- Brockwell PJ, Davis RA (2002) Introduction to Time Series and Forecasting. 2nd ed. New York: Springer.
- C. Donald Ahrens, Meteorology Today , Brooks/Cole , 6th ed. New Yourk ,2000.
- C. Scott and M. Shulman, "An Areal and Temporal Analysis of Precipitation in the Northeastern United States," Journal of Applied Meteorology, 18 (1979), 627-633.
- Chandler, T. J; « The Air us ». London, 1967.
- Clarke .J.F & Bach. w "Comparison of the Comfort Condition in different Urban and Suburban Microenvironments" Int. J. Biometeor, 1971, vol. 15, No. 1, p.49.
- Claude Duchon & Robert Hale :2012, Time Series Analysis in Meteorology and Climatology An Introduction John Wiley & Sons, Ltd, Oxford , UK.

- Conrad, V & Pollak, L.w; « Methods in Climatology ». Harvard University Press, 1950.
- Critchfield, H.J; « General Climatology ». Prentice – Hall, Inc, New York, 1961.
- Decan, E.J; « Physical Processes Near the Surface of the Earth ». World Survey of Climatology, vol.2, General Climatology,2. Elsver publishing Company, Amstradam, 1969.
- Emberger, L «Une Classification Biogeographiqu Climates» Recueil des Labratoires de Bot, et Geol, et-Zooi, univ. Montpellier, 1955.
- Estinne, P. & and Godard, A; « Climatologie ». Paris, 1972
- Freund, J (2001) Modern Elementary Statistics 10th Edition, Printice Hall.
- Friendly, M.,(2004)Categorical Data Analysis with Graphics Parts(5) Correspondence Analysis ,York University, U.K .
- Gabler, R.E and Others; «Essentials of physical Geography ». New York, 1977.
- Garson, G.,(2001), Quantitative Methods in Public Administration Correspondence Analysis, North Carolina University, U.S.A.
- Geiger, R; « The Climate Near the Ground ». Harvard University Press, 1950.
- Gentry, R. C; « Hurricane Debbie Modification Experiments ». Science, 198, 1970, pp. 473-475.
- Ghil M, Allen RM, Dettinger DM, Ide K, Kondrashov D, Mann ME, Robertson A, Saunders A, Tian Y, Varadi F, Yiou P. (2002) Advanced spectral methods for climatic time series. Rev Geophys 40: 1-41
- Golgate, S.A; « Tornadoes: Mechanism and Control ». Science, 157, 1967, pp. 1431 – 1434.
- Haurwits, B & Austin, J. M. «Climatology» New York, 1944. p.127.
- Henderson – Sellers, A & Robinson, p. J; « Contemporary Climatology». Longman, New York, 1988.
- Hess, S.L; « Introduction to Theoretical Meteorology ». New York, 1980.

- Horrocks, N. K; « Physical Geography and Climatology ». London, 1966.
- Houghton, D.D "Handbook of Applied Meteorology". New York. 1985.p.786.
- Ivanov, N.N «Atmospheric Moistening of the Tropical and Neighbouring Countries of the Globe». Academy of Sciences of U.S.S.R, 1958.
- Johnson, G.T & Watson, L.D "Modelling Person – Shapes for Thermal Comfort Studies" Int. J. Biometeor, 1987. vol. 31, No.1
- Kendrew, W. G; « The Climate of the Continents ». Oxford, 1953.
- Keyantash, J and J.A Dracup.2002. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. BAMS 83.
- Krishnamurti; « Monsoon Dynamics ». Basel, 1978.
- L. Horn and R. Bryson, "Harmonic Analysis of the Annual March of Precipitation over the United States ," Annals of the Association of American Geographers, 50 (1960), 157-171
- Lockwood, J.; (1985): World Climatic Systems Edward Arnold, London.
- Lockwood, J.G; « Causes of Climate ». London, 1979.
- M. Shulman and R. Leblang, "A Real and Temporal Analysis of New Jersey Precipitation Using Harmonic Analysis," New York Academy of Science, 36 (1974) 783 – 92
- Mather, J.R.; (1974): Climatology: Fundamentals and Applications, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Mathewes , J. A.; (1981) : Quantitative and Statistical Approaches to Geography, Pergamon Press, Oxford.
- McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. "Drought monitoring with multiple time scales. Preprints", Ninth Conf. on Applied Climatology (Dallas, Texas, USA), (1995), PP. 233-236
- McKee, T. B; N. J .Doesken ; and J. Kleist.1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA, American Meteorology Society. 179:184.
- Miller, A .A; « Climatology ». London, 1955.

- Neiburger, D, Edinger, J.G & Bonner, W . D; « Under standing our Atmospheric Environment ». Sam Francisco, 1973.
- Oliver, J.E 'Climatology' Selected Application' London, 1981, p.191.
- Oliver, J.E. & Hidor, J.J.; (1984): Climatology, Bell & Howell Company, Ohio, America.
- Pagney, P; « La Climatologie ». Paris, -1973.
- Palmen, S; «The Role of Atmospheric Disturbances in the General Circulation ». quart, J.R, M.S, vol,77,1951,pp.337-354.
- Papadakis, J «Climatic Classification and Terminology Monthly Climate» Buenos Aires, 1978,p.1-13.
- Peguy. ch, p; « Precis de Climatologie » Paris, 1970.
- Pereira, J.S; J.A. Mateus, ; L.M. Aires; G. Pita; C. Pio; J.S. David; V. Andrade; J. Banza; T.S. David, ; T.A. Pac; and O.A. Rodrigues. 2007. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems. The effect of drought. Biogeosciences .4:791–802.
- Raghunath, H.M. Hydrology, second edition., NEW AGE INTERNATIONAL (P) LIMITED, PUBLISHERS , New Delhi 2006 , p 22.
- Richel, H; « Introduction to the Atmosphere ». New York, 1978.  
Ruzmaikin, A., and J. Feynman (2002), Solar influence on a major mode of atmospheric variability, J. Geophys. Res., 107(D14), 4209, doi:10.1029/2001JD001239.
- S.G. Makridakis, C. Wheelwright Steven, and V. E. McGee, Forecasting Method and Applications (New York :John Wiley, (1983), 392-405.
- Sellers, W. D; « Physical Climatology ». Chicago, 1965.
- Setzer, J «A New formula for Precipitation Effectiveness» Geog. Rev, Vol. 36, 1946, p. 247-263.
- Stone, W.C& Others; « Geographic Fundamentals ». London, 1975.
- Strahler, A . N & Strahler, A.H; « Modern Physical Geography ». New York, 1978.
- Tarbuck, E.L & Lutgens; F.K; « Earth Science ». ohio, 1967.

- The Reader's Digest Association, Weather, New York, 2006.
- Thom , H.C.S.; (1966) : Some Methods of Climatological Analysis , WMO , Technical Notes . No.81 , TP. 103. Geneva.
- Thom ,H. C. S. Direct and Inverse Tables of the Gamma Distribution,” ESSA Technical Report Eds 2, Environmental Data Service, Apr. 1968. 30 pp.
- Thom, E.C 'The Discomfort Index' Weatherwise, 1959, 12, pp.57-66.
- Thornthwaite, C. W, «The Climates of North America According to a New Classification». Geogr. Rev, vol. 21, 1931, pp. 633-655.
- Thornthwaite, C.W, «An approach Toward a Rational Classification of Climate». Geogr. Rev vol. 38, 1948, pp. 59-93.
- Trewartha, G.T; « Introduction to Climate ». New York, 1954.
- Von Storch, H., and F. W. Zwiers, 1999: Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge.
- W. M. O; « Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices ». No. 8, Tp.3.
- W.M.O; « International Cloud Atlas ». Geneva, 1956.
- World Meteorological Organization, Guide to Climatological Practices WMO-No. 100 Geneva 2011
- Wallace, J.M & Hobbs, P. V; « Atmospheric Science ». New York, 1977.
- Willett, H. G; « Fog and Haze, Their Cause, Distribution, and Forecasting ». Monthly Weather Review, vol. 56,1928.