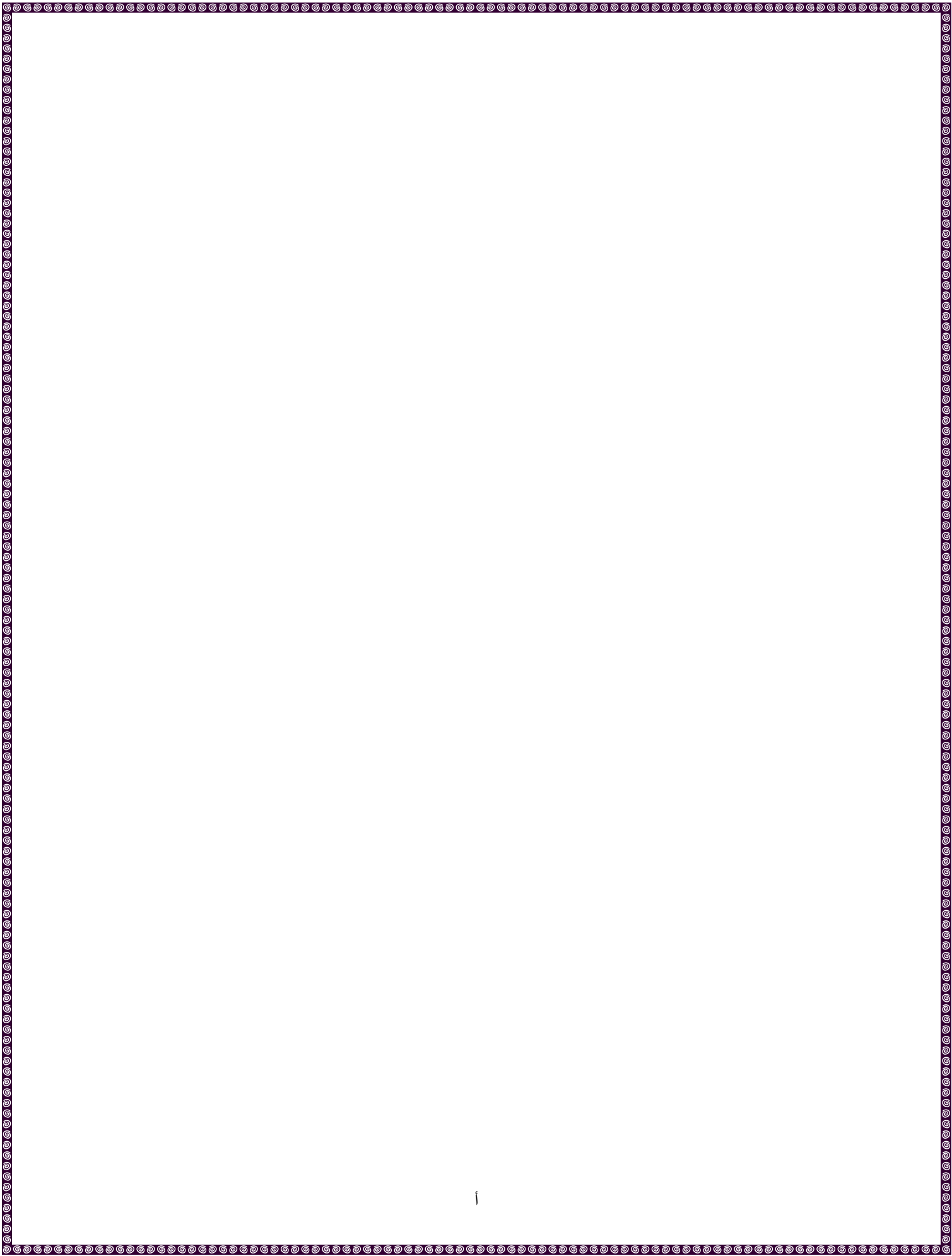


أساسيات الطقس وحسابات التبخر



د. أحمد الصديق حياتي
مايو 2020



إن هذا العمل هو عمل خيري،
ووقف لله،
لكل من أراد أن يستفيد منه
لأي غرض غير ربحي.



للعاملين في خدمة العالمين
مُضحّين بذواتهم ووقتهم الثمين
راجين من الله لهم التوفيق والفتح المبين

المحتويات

5	مقدمة
7	الباب الأول
8	عوامل الطقس والمناخ
8	الفرق بين الطقس والمناخ
8	أهمية دراسة الطقس
8	أبرز الظواهر الجوية
8	ظاهرة النينو (El Niño) ولانينا (La Niña)
9	الضغط الجوي (Atmospheric pressure)
10	الهطول (Precipitation)
11	الضباب (The Fog)
11	العواصف (Storms)
11	الأعاصير (Tornadoes)
12	الحرارة المحسوسة (Heat Index) Real Feel Temperature
12	الألبيدو الأرضي (الوضاءة) (Earth's Albedo)
14	تأثير المناخ على احتياجات المحصول المائية
17	الباب الثاني
18	محطات الرصد الجوي
18	مقدمة
18	محطة الرصد التقليدية
18	كشك الرصد الجوي (Stevenson screen)
21	محطة الرصد الحديثة
24	الباب الثالث
25	عوامل الطقس المتعلقة بحساب التبخر
25	درجة الحرارة (Temperature)
27	الضغط الجوي (Atmospheric Pressure)
29	الرطوبة الجوية (Air Humidity)
30	تكون الندى (Dew Point)
31	الرياح السطحية (Surface Wind)

- 33..... معدل الأمطار (Rainfall)
- 35..... الإشعاع الشمسي (Solar radiation)
- 36..... قياس مدة سطوع الشمس
- 37..... قياس شدة الإشعاع الشمسي
- 38..... التبخر (Evaporation)
- 38..... قياس التبخر
- 38..... أحواض التبخر (Evaporation pans)
- 39..... أجهزة قياس التبخر ذات المرجعية (Atmometers)

41..... الباب الرابع

42..... حسابات التبخر

- 42..... حساب المعاملات المؤثرة في عملية التبخر
- 42..... درجة الحرارة T (Temperature)
- 43..... ضغط بخار الماء e (vapor pressure)
- 43..... ضغط بخار التشبع e^o (Saturation vapor pressure)
- 45..... ضغط البخار الفعلي e_a (Actual vapour pressure)
- 46..... الرطوبة النسبية RH (Relative humidity)
- 46..... ضغط الهواء الجوي P (Air pressure)
- 47..... الحرارة الكامنة للتبخر λ (Latent Temperature)
- 48..... الثابت السيكروميتري γ (Psychrometric constant)
- 48..... نسبة الخلط (بخار الماء مع الهواء) r (Mixing ratio)
- 49..... درجة حرارة تكون الندى T_d (Dew point temperature)
- 49..... الإشعاع R (Radiation)
- 59..... تأثير حرارة التربة G (Soil heat flux)

60..... الباب الخامس

61..... تطور معادلات حساب التبخر

- 61..... العوامل المؤثرة على التبخر الزراعي ET (Evapotranspiration)
- 62..... طرق حساب التبخر الزراعي
- 62..... معادلة بليني-كريديل (Blaney-Criddle)
- 63..... معادلة ثورنثوايت (Thornthwaite)
- 64..... معادلة جنسن وهائس (Jensen-Haise)
- 64..... معادلات هارجريفز (Hargreaves)

- 65.....معادلة بنمان (Penman)
- 66.....معادلة بنمان - مونتيث ((Penman-Monteith (PM))
- 66.....معادلة بنمان-مونتيث تعديل الفاو ((Penman-Monteith (PM)) FAO
- 67.....خلاصة طرق حساب التبخر
- 70.....ملحق: استخدام معادلة بنمان-مونتيث المعدلة بواسطة منظمة الفاو لحساب التبخر الزراعي
- 84.....المراجع والمصادر

مقدمة

الحمد لله الذي اوجد الكون من العدم، وكوّر الأرض وأسبغ فيها النعم، أخرج منها مائها وأنزله من القمم، وسخر ذرات الغبار والشوائب تجمع حب الغمم، وساق السحاب وأنزل الغيث فأحيا به الأمم. نحمده سبحانه وتعالى إذ يقول: (وَأَرْسَلْنَا الرِّيَّاحَ لَوَاقِحَ فَأَنْزَلْنَا مِنَ السَّمَاءِ مَاءً فَأَسْقَيْنَاكُمُوهُ وَمَا أَنْتُمْ لَهُ بِخَازِنِينَ). فنبت الزرع وامتلأ الضرع، وعمت البشريات بجوده، (هَذَا خَلْقُ اللَّهِ فَأَرُونِي مَاذَا خَلَقَ الَّذِينَ مِنْ دُونِهِ). والصلاة والسلام على الرسول المصطفى، من ظلله السحاب في علياءه، ويستسقى الغمام بوجهه ودعائه، وعلى من إتبعه بإحسان وآله وأصحابه.

وبعد، فإن علوم المياه من أشرف العلوم، كيف لا وهي أساس الحياة للكائنات، وبها ضمان التنمية وقضاء الحاجات. ومن أول ما يدرسه المهتم بعلوم المياه، هو فهم طبيعة المياه وحركتها، وفهم حلقة انتقالها، في مختلف صورها وأشكالها. واستنباطاً من مختلف الآراء، نميل إلى القول بأن الماء خرج بداية من الأرض في شكل بخار، ثم هطل في صورة أمطار، واستمرت الدورة بعد ذلك.

يوفر هذا الكتاب معلومات أساسية يحتاجها المهندسون والدارسون لعلوم المياه وغيرهم لفهم التبخر وخصائصه. وذلك من خلال فهم ومعرفة طبيعة الطقس والمناخ، وصدر الكتاب يحتوي بعض التعريفات المهمة لأبرز الظواهر المناخية المتبادلة والتي ينبغي على المهتم بعلم المياه الإلمام بها، هذا بالإضافة لكيفية التعامل مع البيانات الجوية وطرق جمعها، كما يوفر معلومات أساسية لتمكين المهندسين والدارسين والمعلمين والباحثين من تحسين إجراءات تقدير وحساب التبخر بالدقة المطلوبة.

في الباب الأول والثاني من هذا الكتاب سنحاول فهم الجانب الأول لحركة المياه، وذلك من خلال دراسة التبخر، وحيث أنه لا سبيل لفهم التبخر إلا عبر دراسة العوامل الجوية، وخصائصها الطبيعية، كان لابد لنا من فهم علم الطقس، وكيفية عمله وتأثيره على حركة المياه، ودور العوامل الطبيعية المختلفة، من حرارة ورياح وإشعاع، بصورة مبسطة غير أنها شاملة، وذلك حتى ينجلي للمتلقى العلم من أساسياته ومبادئه.

ثم تبع ذلك شرح فصل، للعوامل المؤثرة على تبخر المياه، وكيفية قياسها وحسابها، يلي ذلك تصنيف تاريخي لتطور طرق حساب التبخر، وأبرز المعادلات الحسابية التي تم وضعها، والفرق

بينها، ومدى دقتها. ومن ثم في الختام شرح تفصيلي للمعادلة الأكثر شيوعاً واستخداماً، وكيفية حساب المعاملات المختلفة لتلك المعادلة، والتي تقوم مباشرة بعمل الحسابات، عقب عملية إدخال البيانات.

في الختام، كما هو الحال في أي عمل يحتاج للتحسين والتطوير، فإننا نرحب بكافة الملاحظات والتعليقات على البريد الإلكتروني (ahmedhayaty@live.com).

والله نسأل ببركة هذا الشهر الكريم، ويوم الفرقان العظيم، أن يداوي كل سقيم، ويرحم من بات في القبر مقيم، وأن يرفع عنا أجمعين هذا الوباء الجسيم، وأن يكشف الغمة ويسر لنا الدواء إنه سميع عليم.

د. أحمد الصديق حياتي

17 رمضان 1441هـ

10 مايو 2020م

الباب الأول

عوامل الطقس والمناخ

الفرق بين الطقس والمناخ

هناك مصطلحان نسمع بهما كثيراً عند وصف طبيعة الجو في منطقة ما، وهما الطقس والمناخ، فما هو الفرق بينهما؟ في العادة يطلق مصطلح الطقس على حالة الجو في مكان ما خلال فترة زمنية قصيرة نسبياً (ساعات، أيام، أسابيع)، أما المناخ فهو مصطلح أشمل يعبر عن وصف لأحوال الجو لمكان ما لفترة زمنية طويلة (فصول، عقود، قرون) [1].

أهمية دراسة الطقس

لمعرفة حالة الجو الحالية، والتنبؤ المستقبلي بالطقس فوائد كثيرة، وتدخل في العديد من المجالات والإستخدامات، من أهمها:

- حسابات الري والزراعة.
- التنبؤ بالفيضان والجفاف.
- الملاحة البحرية والجوية والبرية.
- نشاطات الانسان اليومية.
- مجالات توليد الطاقة المتجددة من الرياح والشمس والمياه.

أبرز الظواهر الجوية

هناك العديد من الظواهر الجوية والتغيرات الطبيعية والتي تنضوي تحت علم الأرصاد الجوي، أبرز هذه العوامل هي ماتم دراسته في العصور الحديثة، من ظواهر جوية متعلقة بتغير درجات الحرارة للمحيطات ارتفاعاً وانخفاضاً، بالإضافة إلى الأعاصير والعواصف، والإحتباس الحراري، والتغير المناخي.

ظاهرة النينو (El Niño) ولانينا (La Niña)

جاء مصطلح النينو من اللغة الأسبانية والذي يعني الولد الصغير، بينما مصطلح لانينا فهو يعني البنت الصغيرة. وهي مصطلحات استعملها الصيادون على سواحل بيرو والإكوادور للدلالة على تيار المحيط الهادي الدافئ وما يجلبه من أمطار غزيرة. تحدث ظاهرة النينو بشكل دوري، وعادة ما تأتي متبوعة بظاهرة لانينا، وكلتا الظاهرتين تشكلان التذبذب المناخي الجنوبي المعروف باسم (El Niño-Southern Oscillation)

(ENSO)، وهو المصطلح الذي يصف التقلبات في درجة الحرارة بين المحيطات والغلاف الجوي في الوسط الشرقي الاستوائي.

تتميز ظاهرة النينو بارتفاع درجة حرارة سطح المحيط الهادئ الاستوائي أكثر من المعتاد، بينما تتميز ظاهرة لانينا بانخفاض حرارة سطح المحيط أكثر من المعتاد، ويكون التغير في درجات الحرارة، بكلتا الظاهرتين (زيادة أو نقصاناً)، ما بين 3 إلى 5 درجات مئوية. وينتج عن ذلك أنماط الطقس المتطرف (من موجات جفاف أو فيضانات) في جميع أنحاء العالم. فأتثناء حدوث ظاهرة النينو تتغير الأنماط المعتادة لهطول الأمطار الإستوائية، بينما ظاهرة لانينا تؤثر على خريف نصف الكرة الأرضية الشمالي. وفي المتوسط، تحدث ظاهرتي النينو ولانينا مرة كل 2 إلى 7 سنوات [2].

أما بالنسبة لكيفية تشكل هذه الظواهر، نجد أن النينو تحدث عادة نتيجة تغير في ضغط الهواء، فعندما تصبح المياه الساحلية أكثر دفئاً في المحيط الهادئ الاستوائي الشرقي، فإن الضغط الجوي ينخفض، وتدفع الرياح القوية غرباً عبر المحيط الهادئ، في المنطقة ما بين مداري الجدي والسرطان. ثم تدفع هذه الرياح المياه السطحية الدافئة غرب المحيط الهادئ، في المنطقة الواقعة ما بين آسيا وأستراليا، وتتسبب بارتفاع مستوى سطح البحر بمقدار نصف متر تقريباً عن المستوى الطبيعي، وتؤدي حركة المياه الدافئة باتجاه الغرب إلى ارتفاع المياه الباردة نحو السطح، وتؤثر عملية تصاعد المياه إلى أعلى على المناخ العالمي وتسبب تغيراً كبيراً في معدل هطول الأمطار.

تعتبر الزراعة أحد القطاعات الرئيسية التي يمكن أن تتأثر بشدة من جراء ظاهرة النينو. فنجد أن الجفاف هو التهديد الرئيسي لإنتاج الغذاء، كما يمكن لظاهرتي النينو ولانينا التسبب في الأمطار الغزيرة والفيضانات والطقس الحار أو البارد جداً. وهذا يمكن أن يؤدي إلى تفشي الأوبئة والأمراض المنقولة عن طريق الأغذية، وكذلك الآفات النباتية والتي تؤثر على انتاجية المحاصيل، وهذا يؤثر بشكل مباشر على أداء المشاريع المروية الكبرى [3].

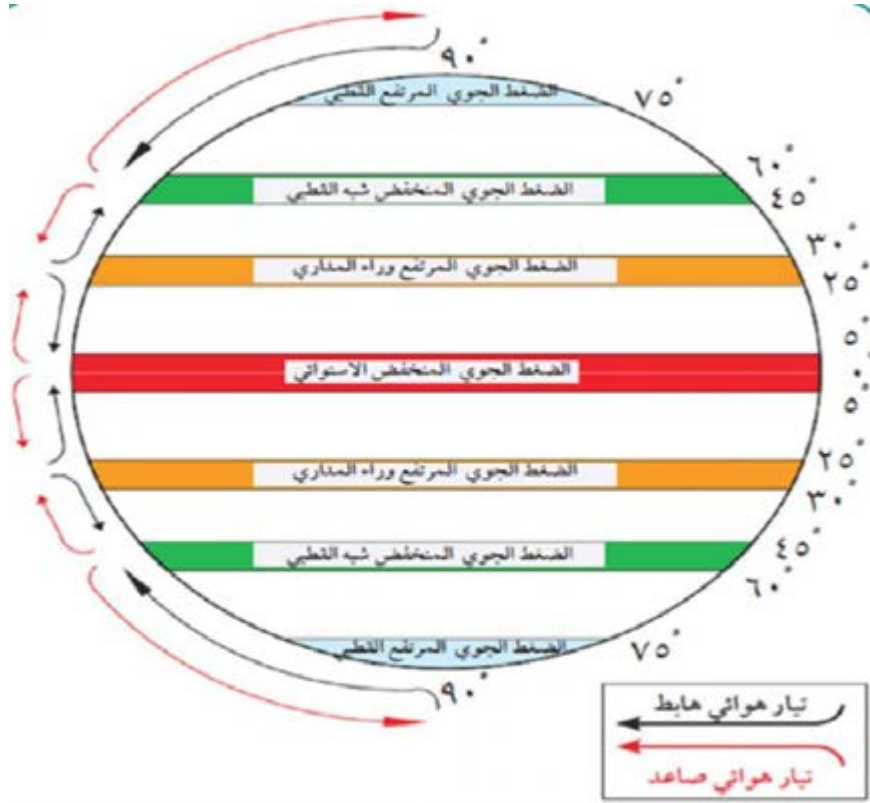
الضغط الجوي (Atmospheric pressure)

يُعرّف الضغط الجوي على أنه مقدار الضغط الذي ينتج عن الغازات والجزيئات التي تشكل الغلاف الجوي على موقع معين على سطح الأرض. تتجمع وتتماسك الجزيئات والغازات المكونة للغلاف الجوي نتيجة لقوى الجاذبية الأرضية.

إن ضغط الهواء غير متساوي على سطح الأرض، فالجبال والوديان عليها ضغط مختلف بسبب طابعها التضاريسي. كما إن الكتل الهوائية ذات الكثافة المرتفعة ودرجات الحرارة المنخفضة (باردة) سيكون وزنها أثقل من الكتل الهوائية ذات درجات الحرارة المرتفعة الأخف وزناً، وبالتالي تولد ضغطاً أكبر على السطح أسفلها [4].

يتم تقسيم الارض إلى مناطق ضغط منخفض ومرتفع كما هو موضح أدناه (شكل 1):

- 1- منطقة الضغط المنخفض حول خط الاستواء.
- 2- منطقتان من الضغط المرتفع بعد مداري السرطان والجدي.
- 3- منطقتان من الضغط الجوي المنخفض قبل القطبين.
- 4- منطقتان من الضغط المرتفع عند الدائرتين القطبيتين.



شكل 1: مناطق توزيع الضغط الجوي على الأرض [4].

الهطول (Precipitation)

الترجمة لمصطلح Precipitation في علوم المياه لها عدة كلمات، ومنها كلمة التساقط، وهي ترجمة غير دقيقة، والأفضل هو لفظ الهطول، ويشمل الهطول الأمطار والثلوج والبرَد.

المطر: اللغة العربية يطلق على ما ينزل من السماء عموماً، سواء أكان ماءً أو ثلجاً أو حجارة، يقول تعالى: (وَأَمْطَرْنَا عَلَيْهَا حِجَارَةً مِّن سِجِّيلٍ) [هود: ٨٢]. وفي الاصطلاح يطلق على الماء الذي ينزل من السماء. في علم الأرصاد المطر هو الماء الذي ينزل من السماء، وهو ذو قطرات يزيد قطرها عن 0.5 مم.

الرذاذ: هو أحد أشكال الهطول السائل، والرذاذ يقل قطر قطراته عن 0.5 مم.

الثلوج: نوع من أنواع الهطول على شكل بلورات دقيقة وناعمة من الماء المتجمد تحدث في فصل الشتاء في المناطق الباردة.

البَرَد: هطول بلورات ثلج (صلبة) في أشكال كروية أو غير منتظمة الشكل، القطر بين 5 – أكثر من 50 مم. يترافق عادة مع السحب الرعدية القوية.

الصقيع: هو تكاثف البخار الجوي مباشرة إلى حالة صلبة على شكل طبقة بيضاء من الجليد، ويتكون من بلورات جليدية على شكل إبر أو طبقة خفيفة من الثلج.

الضباب (The Fog)

يتكون من بخار الماء الكثيف بالقرب من سطح الأرض، لونه أبيض، ومستوى الرؤية الأفقية يكون أقل من 1 كم. وهو مشابه للغيوم الملامسة لسطح الأرض، وله عدة أنواع منها الضباب التبخري، الجبهي، الانتقالي، وأفضل الأماكن الملائمة لتكون الضباب هي المرتفعات الجوية الباردة.

العواصف (Storms)

هي حركة شديدة للرياح من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض، وهي أنواع مختلفة، حسب المواد التي تنقلها معها مثل الرمال والثلوج والأمطار.

العاصفة المطرية (الرعدية): عبارة عن رياح شديدة مصحوبة ببرق ورعد وأمطار غزيرة.

العاصفة الثلجية: وتنتج عن هبوب رياح شديدة ومعها هطول ثلوج بصورة كثيفة.

العواصف الرملية (الترابية): تتكون من رياح عاتية محملة بالرمال والأتربة المنقولة عبر كتلة هوائية تؤدي إلى خفض مدى الرؤية. من الظروف المساعدة على حدوثها جفاف التربة، وسرعة الرياح العالية.

الأعاصير (Tornadoes)

الإعصار هو عاصفة حلزونية تحدث نتيجة تحرك الهواء بسرعات عالية جداً. تتباين الأعاصير في أحجامها فنجد أن بعضها ذات حيز ضيق، وتخلف وراءها القليل من الأمطار والرياح. والبعض الآخر أكبر وأوسع

وتنتشر رياحه وأمطاره لمئات أو آلاف الأميال. وفي بعض الحالات يتحرك الهواء حول محوره بسرعات عالية جدا تصل شدتها أحيانا إلى قلع الأشجار من جذورها، وتدمير المنشآت والمباني.

الأعاصير الترابية

عبارة عن رياح لولبية، يتراوح قطر دائرتها من نصف متر إلى 20م تقريباً، وارتفاعها يتراوح من بضعة أمتار إلى نحو ألف متر. غالباً ما تكون في الصحارى وفي مناطق التربة غير المتجانسة. تحدث الأعاصير الترابية عندما يسخن سطح الأرض بشكل سريع فتنشأ حالة عدم استقرار، فتتشكل كتلة هوائية واسعة وحارة، فيخف وزنها، وتصعد إلى أعلى. مركز الدوامة يبدأ بالدوران ليقوم بدور الخلط والمزج بين طبقة حارة في الأسفل وباردة في الأعلى، ومركز الدوامة يجذب إليه الرياح المعتدلة من جميع الاتجاهات العلوية فتضرب الأرض قريباً من المركز، ثم يبدأ حركة الدوران وإثارة الغبار لخلط الهواء الحار بالبادر لتخفيف فرق الضغط، والذي ينتج عنه حالة من عدم الاستقرار، وكلما امتد عمود الهواء إلى أعلى أصبحت الرياح أسرع.

الحرارة المحسوسة (Heat Index) Real Feel Temperture

هو مقدار حرارة الجو الذي يشعر بها الإنسان عند التعرض للجو الخارجي مباشرة دون عوائق أو ظل. وهناك فرق بين درجة الحرارة التي يتم قياسها والتي يشعر الإنسان، والسبب أن الإحساس بالحرارة يتأثر بعاملين إضافيين هما نسبة الرطوبة (بخار الماء)، وسرعة الرياح، فكلما زادت الرطوبة زادت معها مقدار درجة الحرارة المحسوسة، خاصة في فصل الصيف. أما الرياح فهي تقوم بخفض درجة الحرارة المحسوسة عن المقاسة، ويتجلى ذلك في درجات الحرارة المحسوسة خلال فصل الشتاء.

الألبيدو الأرضي (الوضاءة) (Earth`s Albedo)

ظاهرة الألبيدو الأرضي هي قدرة كل من سطح الأرض والغلاف الجوي على عكس الأشعة الشمسية إلى الفضاء دون أن يكون لها تأثير على الأرض، وهذه العملية تتم عبر عدد من المواد المختلفة في الغلاف الجوي أو سطح الأرض، حيث أنه من المعروف أن جزءاً كبيراً من الأشعة ينعكس إلى الفضاء بعد سقوطه على السطح العلوي للسحاب، وكذلك بعد اصطدامها بذررات الغبار وبخار الماء العالقة بالجو أو تلك الأشعة التي تنعكس من سطح الأرض مباشرة.

ويتكون الألبيدو الأرضي من القدرة الكلية لكل هذه الأجسام على رد الأشعة، ولكن يتميز كل جسم منها بأن له ألبيدو خاص به، ويتوقف هذا أيضاً بطبيعة الحال، على غطاء سطح الأرض حيث أن كل غطاء من أغطية سطح الأرض لها قدرة مختلفة على عكس الاشعاع الشمسي [5].

الإحتباس الحراري (Global Warming)

هو ازدياد متوسط درجة الحرارة السطحية للأرض، على مستوى العالم، نتيجة لإزدياد غير طبيعي في معدل الغازات التي تساهم في تسخين جو الأرض السطحي، وتحدث هذه الظاهرة، ارتفاع متوسط حرارة الأرض، نتيجة حبس حرارة الشمس في الغلاف الجوي للأرض، ويتم ذلك من خلال إمتصاصها عبر غازات الغلاف الجوي، خاصة الغازات الدفيئة، مما يساعد في ارتفاع حرارة الأرض.

وتعرف الغازات الدفيئة Greenhouse gases بأنها الغازات التي تساهم بشكل كبير في عملية التسخين الجوي، وتشمل (ثاني أكسيد الكربون، وغاز الميثان، وبخار الماء، وأوكسيد النتروز، وبعض الغازات التي تحتوي على عنصر الفلور). العديد من العلماء يشددون على أن الضرر الذي تسببت فيه هذه الغازات للغلاف الجوي بأنه ضرر كبير، بل وسيصل قريباً نحو نقطة اللاعودة. ويحاول العلماء جاهدين في الوقت الراهن الوصول إلى طريقةٍ لخفض تلك الانبعاثات للحفاظ على الغلاف الجوي.

التغير المناخي (Climate Change)

يعرف التغير المناخي بأنه مجموع التغييرات في مناخ الأرض والتي ينتج عنها ظهور أنماط مناخية جديدة تظل قائمة لفترة طويلة من الزمن. وفي الآونة الأخيرة، ومنذ الثورة الصناعية، يتأثر المناخ بشكل متزايد بسبب الأنشطة البشرية التي تقود إلى الاحتباس الحراري. ولذلك من الشائع استخدام المصطلحين (الاحتباس الحراري) كوصف لسبب المشكلة، و(التغير المناخي) كنتيجة لهذه المشكلة.

أما من الناحية العملية يشير الاحتباس الحراري إلى ارتفاع متوسط درجة الحرارة قرب سطح الأرض، بينما التغير المناخي يشير إلى التغييرات التي تحدث في طبقات الغلاف الجوي مثل درجة الحرارة وهطول الأمطار وغيرها من التغييرات التي يتم قياسها على مدار عقود أو قرون.

ووفقاً لوكالة حماية البيئة في الولايات المتحدة، قد ينتج التغير المناخي جراء ما يلي:

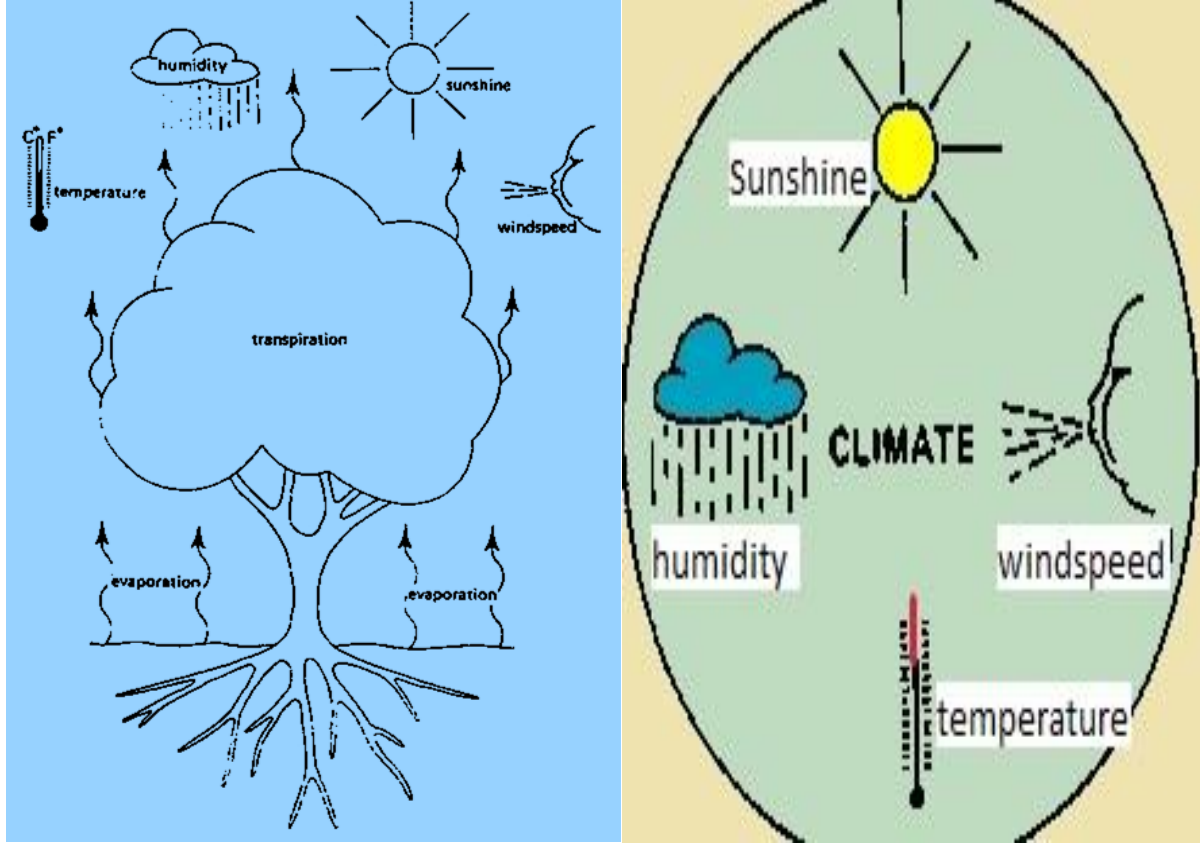
1. العوامل طبيعية مثل التغييرات في كثافة الشمس أو تغير خصائص دوران الأرض حول الشمس، أو التغييرات في دورة المياه في المحيطات.
2. الأنشطة إنسانية التي تؤدي إلى تغير تركيبة الغلاف الجوي مثل حرق الوقود الأحفوري، إزالة الغابات والتوسع الحضري وخلافه.

من المرجح ظهور النتائج التالية:

تزداد حرارة الأرض تدريجياً في بعض المناطق، وهذا بدوره يتسبب في ازدياد نسبة تبخر الماء، مما يتسبب بهطول أمطار أكثر. وأيضاً ستؤدي الارتفاعات في درجة الحرارة إلى ذوبان الثلوج مما يزيد من ارتفاع منسوب مياه البحار والمحيطات، مما يزيد معدلات حدوث الفيضانات في المناطق القريبة من البحار. هذا بالإضافة إلى تدهور التربة كنتيجة للتصحّر وغيره.

تأثير المناخ على احتياجات المحصول المائية

يحتاج محصول معين يزرع في مناخ مشمس وحرار في يوم محدد إلى كميات أكبر من المياه مقارنة بالمحصول نفسه الذي يزرع في مناخ غائم وبرودة. ومع ذلك، هناك عوامل مناخية أخرى تؤثر على احتياجات المياه للمحاصيل. هذه العوامل هي الرطوبة وسرعة الرياح (انظر الشكل 2).



الشكل 2: العوامل المناخية الرئيسية الأربعة التي تؤثر على احتياجات المحاصيل للمياه [6].

في المناطق الجافة فإن احتياجات المحصول المائية تكون أعلى منها في المناطق الرطبة، وفي المناطق ذات التيارات الهوائية العالية ستستهلك المحاصيل كميات أكبر من المياه مقارنة بالأماكن الهادئة. يوضح (الجدول 1) تأثير هذه العوامل المناخية الأربعة على الحاجة المائية للمحصول.

الجدول 1: تأثير العوامل المناخية الرئيسية على احتياجات المحاصيل المائية [6].

احتياجات المحصول للمياه تكون:		العوامل المناخية
منخفضة	عالية	
جو بارد	جو حار	الحرارة
جو رطب	جو جاف	الرطوبة
منخفضة	عالية	سرعة الرياح
ملبدة بالغيوم	سماء صافية	سطوع الشمس

يمكن أن نستنتج من هذا الجدول أن أقل احتياج للمياه يكون في المناطق الباردة والرطبة ذات الأجواء الغائمة مع تيار رياح قليل أو معدوم، بينما نجد أعلى احتياجات مائية للمحاصيل تكون في المناطق الحارة والجافة وذات الرياح الشديدة والأجواء المشمسة.

أهمية بيانات الطقس للري

مما سبق يتضح أن محصول واحد يزرع في مناطق مناخية مختلفة سيكون له احتياجات مختلفة من المياه. على سبيل المثال، سيحتاج نوع معين من الذرة المزروعة في مناخ بارد إلى كمية أقل من المياه يوميًا عن نفس النوع من الذرة الذي ينمو في مناخ أكثر سخونة [6].

تعتبر بيانات الطقس مهمة لحساب عملية التبخر، حيث نحتاج لمعرفة العديد من العوامل مثل درجات الحرارة والإشعاع الشمسي وسرعة الرياح وغيرها، ومن ثم يتم حساب وتحديد كمية المياه التي فقدها النبات والعمل على تعويضها.

الباب الثاني

محطات الرصد الجوي

مقدمة

محطة الإرصاء هي عبارة عن مجموعة من الأجهزة تستخدم لأغراض قياس ورصد بيانات العوامل الجوية المختلفة، مثل الحرارة والرياح والرطوبة وغيرها، عبر أدوات ومعدات لمراقبة الغلاف الجوي للأرض، بحيث يتم توفير معلومات عن حالة الطقس، الإستفادة منها في مختلف الأغراض، مثل التنبؤات الجوية ودراسة الطقس والمناخ.

يتم توزيع هذه المحطات جغرافياً وفق ضوابط محددة، بحيث تغطي المساحات ذات التباين المناخي، يتم في هذه المحطات رصد وقراءة وتسجيل عوامل الطقس المختلفة، سواءاً كانت هذه المحطات على الأرض أو كانت على سُنن ونقاط ثابتة في البحار والمحيطات.

ينبغي أن تكون محطة الارصاد في موقع يراعي الضوابط التي تضمن أن درجة حرارة الهواء المرصودة مماثلة لدرجة الهواء المحيط بالمحطة فوق أكبر مساحة ممكنة، وعلى ارتفاع يتراوح ما بين 1.25 متر إلى 2 متر فوق مستوى الأرض. تم تحديد الارتفاع فوق مستوى الأرض وذلك لإحتمال وجود تباينات كبيرة في المستوى تتأثر بالضغط الجوي. ولذا فإن أفضل موقع لمحطة الارصاد هو مكان خالي من العوائق والأشجار، بحيث لا تؤثر على أشعة الشمس والرياح، والمواقع المقترحة يجب أن تكون بعيداً عن التأثيرات الخارجية مثل المنحدرات والتلال والمباني والعوائق الأخرى [7].

تستخدم محطات الرصد لأغراض التنبؤات الجوية، الزراعة، دراسة المناخ، الطيران وغيرها، بينما عناصر الطقس التي تسجلها هذه المحطات في سجلاتها تشمل: درجة الحرارة، كمية المطر، الرؤية، اتجاه الرياح وسرعتها، قيمة الضغط الجوي والحالة الجوية، هذا بالإضافة إلى قياس مقدار التبخر، ودرجة الندى وساعات السطوع والإشعاع الشمسي. وبشكل عام يوجد نوعان من محطات الرصد، المحطات التقليدية والمحطات الحديثة.

محطة الرصد التقليدية

كشك الرصد الجوي (Stevenson screen)

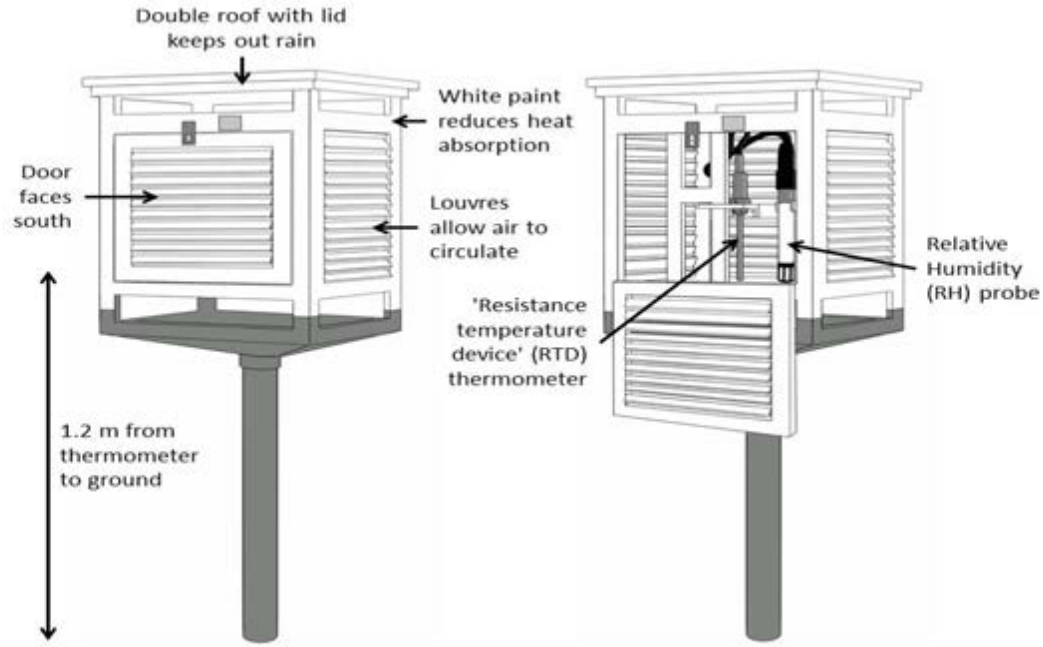
في محطات الرصد، عملية قياس البيانات لبعض العوامل تتطلب بعض المعالجات للحصول على قياسات حقيقية ودقيقة، وبشكل خاص قياس الحرارة، على سبيل المثال قد تختلف درجة حرارة الثيرموتر المباشر عن درجة حرارة الهواء الحقيقية، نسبة لاختلاف كثافة الهواء وكثافة المواد في الثيرموتر، وعليه تتفاوت درجة امتصاص الإشعاع ونسبة الحرارة المبددة. كما أن نزول المطر فوق الثيرموتر سيؤدي مباشرة إلى خفض درجة الحرارة المقاسة مخالفاً لدرجة حرارة الهواء الحقيقية. وبالتالي لضمان أن تتساوى درجة حرارة

الترمومتر مع درجة حرارة الهواء الحقيقية، من الضروري حماية الترمومتر من الإشعاع بواسطة ساتر أو وافي يساعد في الحماية من المطر ويسمح بحركة الهواء بحرية حول الترمومتر. يعرف هذا الواقي بكشك الإحصاء في المحطات التقليدية.

كشك الإحصاء هو صندوق من الخشب يتم تصميمه وفق مواصفات محددة بحيث لا تتأثر عملية القياس، فلونه ابيض حتى لا يمتص الحرارة، كما أن له فتحات بشكل مائل لكي يدخل الهواء إليه دون أن يتعرض للإشعاع المباشر من الشمس، ارتفاعه من الارض 2 متر، وعرض الصندوق 50 سنتيمتر وارتفاعه 50 سنتيمتر . يوضع داخل هذا الصندوق أجهزة قياس الحرارة مثل: ترمومتر الحرارة الجاف، ترمومتر الحرارة الرطب (ويكون فيه قطعة قماش رطبة ملفوفة حول مستودع الزئبق)، ترمومتر الحرارة العظمى، ترمومتر الحرارة الصغرى، جهاز الثيرموغراف، جهاز هيكتروغراف (الأشكال 3 و4).



الشكل 3: كشك الإحصاء الجوي [8].



الشكل 4: مكونات كشك الإحصاء الجوي [9].

أجهزة قياس الضغط الجوي

جهاز الباروميتر (يعتمد على ارتفاع أو انخفاض عن مستوى سطح البحر)، وجهاز البارغراف (لقياس وتسجيل الضغط عن طريق الرسم).

أجهزة قياس الرياح

جهاز الانيمومتر (لقياس سرعة الرياح وشدها)، بينما يتم تحديد اتجاه الرياح بواسطة دوارة الرياح.

أجهزة قياس المطر

جهاز الهيتومتر لقياس كمية الأمطار، وجهاز (الديسدرومتر) لقياس حجم قطرات المطر وسرعة الهطول.

حوض التبخر

يستخدم عادة حوض ماء يعرف بـ Class A Pan لقياس معدل التبخر.



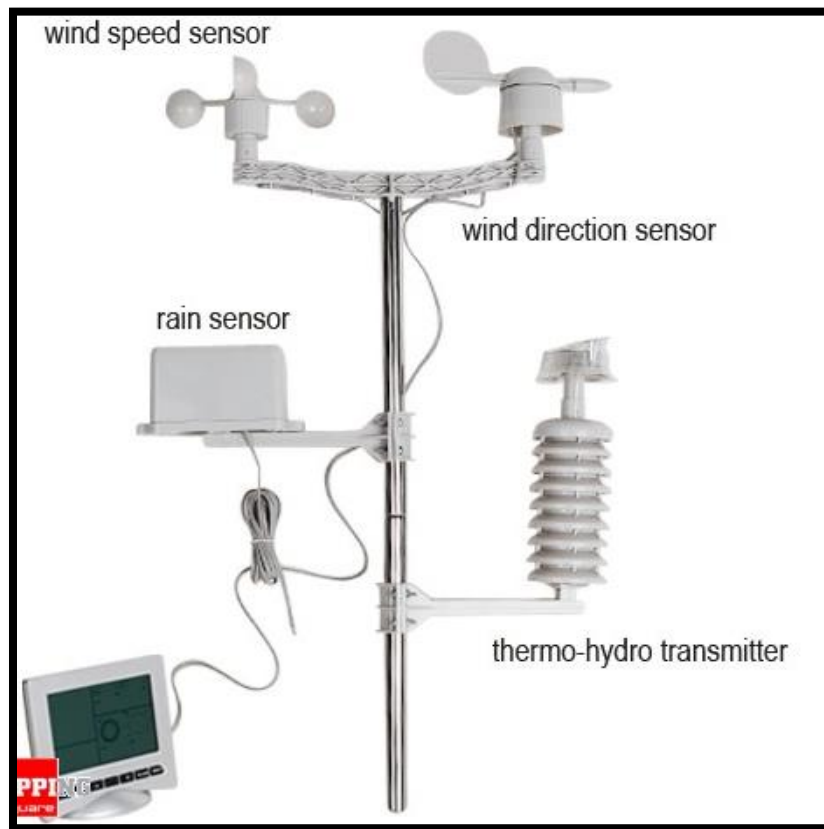
فيديو 1: مكونات محطة الإحصاء التقليدية [10].

محطة الرصد الحديثة

المحطات الحديثة تقيس نفس العوامل الجوية في المحطات التقليدية، ولكن الفرق في نوع الأجهزة المستخدمة، فبدلاً من أن يذهب الراصد كل مرة للجهاز لكي يسجل القراءات في الطريقة التقليدية، تقوم المحطات الحديثة عبر أجهزة حديثة وبتقنيات مختلفة، بجمع البيانات المطلوبة ومن ثم تحويلها إلى صورة رقمية وإرسالها إلى وحدة معالجة تقوم بتسجيل وعرض هذه البيانات على جهاز الحاسوب مباشرة. ومن أهم مميزات تقليل الخطأ الناتج عن عملية التدوين والتسجيل بالإضافة إلى إمكانية الحصول على القراءات المطلوبة في أي وقت (الأشكال 5 و 6، والفيديو 2).



الشكل 5: جهاز قياس درجة الحرارة والرطوبة الرقمي [11].



الشكل 6: مكونات محطة الإبرصاد الحديثة [12].



فيديو 2: مكونات محطة الإرسال الحديثة [13].

الباب الثالث

عوامل الطقس المتعلقة بحساب التبخر

درجة الحرارة (Temperature)

وفقاً للمنظمة العالمية للإرصاد الجوي (WMO) يتم تعريف درجة الحرارة بأنها كمية فيزيائية تصف متوسط الحركة العشوائية للجزيئات في جسم فيزيائي [7].

تقاس الحرارة بالعديد من الأنظمة، أهمها:

- نظام الدرجات المئوية (C^0 Celsius)، والدرجة الواحدة بمقياس سلسيوس تعادل ما قيمته واحد من مئة، في مقياس الفرق بين درجة غليان الماء ودرجة تجمده، تحت ظروف الضغط القياسي. قد سميت هذه الوحدة سلسيوس على اسم الفلكي السويدي أندرس سلسيوس (1744 – 1701)، وقد حدد بدقة كيف تتغير نقطة غليان الماء ونقطة انصهار الثلج، كدالة مباشرة مرتبطة بالضغط الجوي.
- نظام الفهرنهايت (F^0 Fahrenheit)، واختصاراً يرمز له بالرمز °ف، وهي وحدة لقياس درجة الحرارة سميت باسم منشئها العالم الفيزيائي الألماني دانيال غابرييل فهرنهايت وكان ذلك عام 1724. ينتشر استعمال هذه الوحدة حالياً في أمريكا، وتعتمد نفس المبدأ من حيث تقسيم الفرق بين درجة غليان المياه ودرجة التجمد إلى 180 وحدة. التعبير عن التحويلة الرياضية من درجة الحرارة المئوية إلى الفهرنهايت يمكن أن يتم باستخدام الصيغة الآتية :

$$(F) \text{ فهرنهايت} = (C) \text{ درجة مئوية} \times 1.8 + 32$$

- النظام المطلق (Kelvin K) نظام الكلفن، حيث يُعبّر عن القياسات الحرارية على أنها اختلافات درجة الحرارة عن الصفر المطلق $k(0)$ ، وهو درجة الحرارة التي لا يكون فيها لدى جزيئات المادة أي طاقة حركية، وتعادل $-273.15 C^0$ (درجة سيلسيوس). وبعبارة أخرى يمكن التعبير عن التحويلة كالتالي:

$$(T) \text{ كلفن} = (C) \text{ درجة مئوية} + 273.15$$

قياس درجة الحرارة

لعملية قياس درجة الحرارة، نجد أن أحد المبادئ الأساسية هي توسع وتمدد معظم المواد عندما تصبح أكثر سخونة، ويعتمد مقياس الحرارة على مبدأ تمدد وتقلص المادة وفقاً إلى درجة الحرارة. هناك عدة طرق مختلفة لقياس درجة الحرارة عن طريق الترمومتر بنوعيه التقليدي والرقمي. النوع التقليدي عبارة عن أنبوب

طويل مدرج، توجد بداخله مادة حساسة للحرارة (يستخدم عادة الزئبق أو الكحول)، تتجمع المادة في الجزء الكروي أسفل الثرمومتر (المستودع)، ومع ارتفاع درجة الحرارة يتمدد في داخل الأنبوبة، وينكمش مرة أخرى مع انخفاض درجة الحرارة.

نسبة للتغير الكبير في درجة الحرارة ما بين البرودة النسبية في الصباح الباكر، والازدياد المستمر إلى الظهيرة، ثم الإنخفاض المتدرج بعد ذلك، وعليه لتحديد درجة الحرارة ليوم معين في منطقة ما، يتم أخذ قراءتين الأولى لأعلى درجة حرارة، والأخرى لأدنى درجة حرارة خلال اليوم، ومن ثم يتم أخذ متوسط القراءتين كدرجة حرارة لذلك اليوم.

ترموترات قياس درجات الحرارة العليا T_{max}

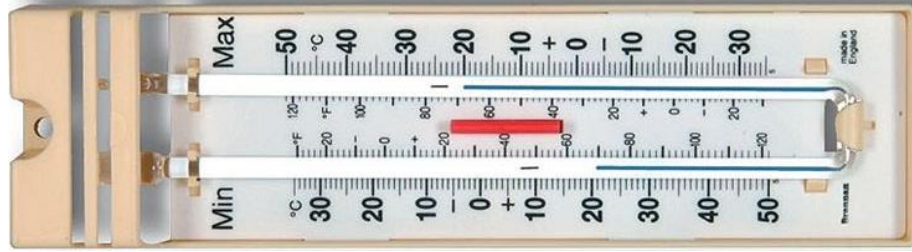
عبارة عن ترمومتر زئبقي، إلا أن تصميمه به جزء خاص بحيث يضمن تسجيل أقصى درجة حرارة ولا ينحسر الزئبق في المقياس حتى لو انخفضت الحرارة بعد ذلك. يتميز هذا التصميم بوجود جزء ضيق في الأنبوبة مجاور للمستودع الكروي حيث يتجمع الزئبق، يسمح هذا الجزء الضيق بمرور الزئبق من المستودع إلى الأنبوبة، ولكنه لا يسمح له بالعودة من الأنبوبة إلى الأسفل مرة أخرى، معنى ذلك أنه مع ارتفاع درجة الحرارة ينطلق الزئبق من الجزء الكروي إلى الأنبوبة ليصل إلى أقصى مدى تمدد له مع أعلى درجة حرارة، ولكنه لا يستطيع العودة إلى الفقاعة إذا انخفضت درجة الحرارة، ويجب أن يوضع الترمومتر في كشك الرصد بشكل أفقي بحيث يكون المستودع في وضع أعلى عن الأنبوبة قليلاً. بعد تسجيل القراءة، ولإعادة الزئبق للفقاعة، يتم الإمساك به بثبات، مع كون نهاية البصيلة في اتجاه إلى الأسفل، وأرجحة الجهاز إلى أن يتوحد عمود الزئبق مرة أخرى.

ترموترات قياس درجات الحرارة الدنيا T_{min}

في حالة ترمومتر قياس درجات الحرارة الدنيا، تقوم الفكرة على تسجيل أقل درجة حرارة خلال اليوم، وعليه تم تصميم الترمومتر بوضع مؤشر زجاجي دقيق داخل مجرى السائل (يستخدم الكحول عادة) في الترمومتر. على سبيل المثال في داخل أنبوبة الميزان الكحولي، يتم وضع المؤشر زجاجي بحيث يستطيع الكحول تحريكه بحرية تجاه المستودع، غير أنه لا يستطيع تحريكه في الاتجاه المعاكس بعيداً عن المستودع، وهذا يعني أنه عند انخفاض درجة الحرارة ينكمش الكحول تجاه المستودع ساحباً معه المؤشر الزجاجي الذي يبقى في مكانه حتى لو ارتفعت درجة الحرارة وتمدد الكحول متجاوزاً المؤشر، وهذا ما يتيح فرصة قياس درجة الحرارة الصغرى في أي وقت.

يستخدم في القياس سائل غير الزئبق مثل الكحول وذلك لعدة أسباب منها: أن الزئبق يتجمد عند درجة حرارة كبيرة نسبياً مقارنة بالمواد الأخرى، كما أن الزئبق متماسك وليس شفافاً فلا يمكن الرؤية من خلاله، بالإضافة إلى كثافته العالية والتي لا تسمح لقضيب الزجاج بالثبات عند الدرجة الدنيا بل سوف تحركه مع تمدده أو انكماشه. أما بالنسبة للكحول فعندما تنخفض درجة الحرارة ينكمش الكحول ويدخل إلى المستودع

الكروي ويسحب معه المؤشر الزجاجي، فإذا ما تمدد الكحول مرة ثانية مع ارتفاع الحرارة يثبت القضيب الزجاجي مكانة عند النقطة التي تسجل أدنى درجة حرارة في أثناء فترة الرصد.



الشكل 7: ترمومتر قياس درجات الحرارة الكبرى والصغرى [14].

الترموتر الجاف والرطب Dry & Wet-bulb Thermometer

الترموتر الجاف هو ترمومتر زئبقي عادي يقرأ درجة الحرارة ويستخدم كمقياس لدرجة حرارة الهواء المحيطة، الترمومتر الرطب وهو عبارة عن الترمومتر غطي مستودعة المملوء بالزئبق بإحكام بقطعة قماش (قماش الموسلين) مبللة باستمرار بالماء، كون طرفها يكون مغموسا بصورة دائمة بوعاء صغير مملوء بالماء. يستخدم الترمومتر الرطب عادة لتحديد درجة تكون الندى.

الترموتر الرقمي (Digital Thermometer)

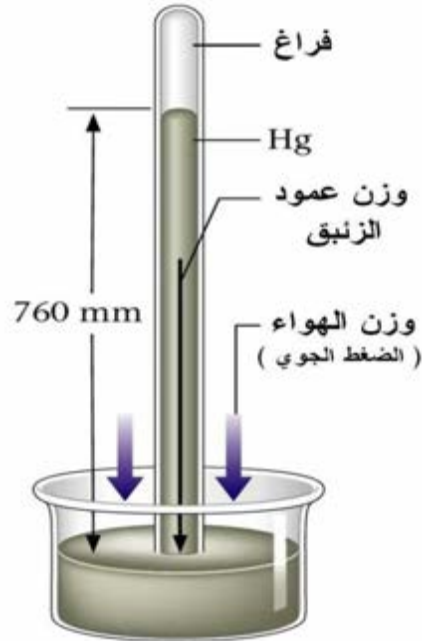
الترموتر الرقمي أو الإلكتروني هو من الوسائل الحديثة لقياس درجة الحرارة، تستخدم موازين الحرارة الرقمية مكونات حساسة للحرارة، مثل المقاومات البلاتينية، والمزدوجات الحرارية، وأشباه الموصلات، والثرمستورات، وبناء على التغير في درجة حرارة المادة المستخدمة، يتم تحويل تغيرات درجة الحرارة إلى إشارات كهربائية، مثل التغيرات في الجهد والتيار، حيث أن هناك علاقة محددة تربط تغيرات درجة الحرارة وتغيرات الإشارة الكهربائية، بعد ذلك يتم تحويل هذه الإشارة الكهربائية، عبر ما يعرف بدائرة التحويل التناظري، إلى إشارات رقمية، ومن ثم ترسل إلى وحدة المعالجة مثل الحواسيب الصغيرة أو جهاز الكمبيوتر، حيث يتم حساب قيمة درجة الحرارة، ثم يتم العرض للقيمة التي تم قياسها من خلال شاشة العرض.

الضغط الجوي (Atmospheric Pressure)

يعرف الضغط الجوي على سطح معين بأنه القوة الناتجة عن وزن عمود الغلاف الجوي على وحدة المساحة أسفله. وبعبارة أخرى فإن الضغط يساوي وزن عمود رأسي من الهواء، بحيث يمتد هذا العمود إلى الحد

الخارجي للغلاف الجوي، مقسوماً وموزعاً على مساحة السطح التي تحته. للتشبيه، إذا وضعنا قلماً بشكل رأسي على سطح فإن ضغط القلم عبارة عن وزن القلم مقسوماً على المساحة التي يقف عليها، وبالنسبة للضغط الجوي يمكن استبدال القلم بالهواء. الوحدة الأساسية لقياس الضغط الجوي هي الباسكال. للضغط الجوي أهمية كبيرة في عملية الأرصاد، فهو ذو تأثير مباشر على معظم العوامل الجوية، كحركة الرياح وشدتها واتجاهها، وما ينتج عن ذلك من تكوين للسحب وهطول للأمطار.

في عام 1643 اخترع العالم الإيطالي إيفانجليستا توريشلي جهاز لقياس الضغط الجوي، سمي بالبارومتر، وأشهر أنواعه ما يعرف بالبارومتر الزئبقي، حيث يكون الزئبق داخل أنبوب مدرج مقلوب، مغموراً في الزئبق. هناك نوع آخر من هذا النوع، وهو البارومترات الرقمية، حيث أصبحت قياسات الضغط الجوي ممكنة باستخدام قوة الجهد الكهربائي، وتستخدم عناصر (كوارتز بلورية) للقياس بسبب خواصها الفيزيائية، وتردداتها المستقرة، وتأثيراتها الصغيرة بدرجة الحرارة (الشكل 8 وفيديو 3).



الشكل 8: رسم يوضح جهاز البارومتر الزئبقي [15].



فيديو 2: كيف يعمل جهاز البارومتر الزئبقي [16].

الرطوبة الجوية (Air Humidity)

يقصد بمصطلح الرطوبة (Humidity) نسبة كمية بخار الماء الموجود في كتلة الهواء، وذلك في حجم معين وعند درجة حرارة معينة، وتعرف هذه النسبة بالرطوبة المطلقة، حيث أنها تتغير بتغير درجة حرارة الهواء، فكلما كان الهواء أشد حرارةً، زادت كمية بخار الماء التي يحملها.

في حين تُعرّف الرطوبة النسبية (Relative Humidity) بأنها نسبة مقدار الرطوبة الحالية في الهواء إلى مقدار الرطوبة عند درجة التشبع للهواء، ودرجة التشبع هي الكمية القصوى من بخار الماء التي يمكن لكتلة من الهواء أن تحملها، وذلك عند درجة حرارة ثابتة. إذا بلغت درجة الرطوبة النسبية للهواء 100% (تعرف بدرجة التشبع) في هذه الحالة يكون الهواء قد تشبع تماماً ببخار الماء، ولا يعود باستطاعته أن يحمل المزيد من بخار الماء، كما قد يسبب ذلك هطول الأمطار.

قياس الرطوبة

يعرف الجهاز الذي يقيس الرطوبة بالهيجروميتر (Hygrometer)، وهناك العديد من الأنواع لهذه الأجهزة مثل: الهيجروميتر الميكانيكي (Mechanical hygrometer)، حيث يتم قياس نسبة الرطوبة من خلال استخدام بعض المواد العضوية الدقيقة (مثل الشعر)، وذلك عبر تثبيت المادة على مؤشر في جهاز القياس، والتي تتوسع أو تنقلص تبعاً لكمية الرطوبة التي تتعرض لها، مما يؤدي إلى تغيير في المؤشر، لتتم قياس درجة الرطوبة.

وهناك أيضاً جهاز الهيجروميتر الإلكتروني (Electronic hygrometer)، والذي يعتمد على مبدأ تغير المقاومة الكهربائية؛ حيث يتم تعريض نوعين من الصفائح المعدنية للهواء الرطب، وكلما زادت نسبة الرطوبة زادت قدرة تلك الصفائح على تخزين الشحنات الكهربائية، ثم يتم حساب كمية الشحنات التي تم تخزينها في الصفائح بناءً على المحتوى الرطوبي. وبعد ذلك يتم تحويلها إلى إشارات كهربائية وتترجم إلى أرقام على شاشة العرض.



الشكل 8: جهاز الهيجروميتر الإلكتروني [17].

تكون الندى (Dew Point)

يستخدم مصطلح (درجة تكون الندى Dew Point)، كمؤشر إلى درجة الحرارة التي يتكثف عندها بخار الماء الموجود في الهواء إلى ماء سائل. عند وصول درجة حرارة الهواء إلى درجة حرارة تكون الندى، يبدأ تكاثف بخار الماء. ويجب أن نعلم أن درجة حرارة الهواء دائماً تكون أعلى من درجة تكون الندى، ومن المستحيل أن تسجل نقطة الندى درجة حرارة أعلى من درجة حرارة الهواء [18]. تعتبر نقطة تكون الندى مهمة لتقدير درجة الرطوبة الموجودة في الهواء. وبسبب أن نقطة الندى مرتبطة مباشرة بكمية الرطوبة الموجودة في الهواء فهي أداة جيدة لقياس الرطوبة. بشكل عام، إذا سجلت نقطة الندى فوق 65% يعتبر الهواء رطباً وإذا وصلت 70% فما فوق فيعتبر رطوبة عالية ومزعجة إذا ترافق ارتفاع درجات الحرارة. وإذا سجلت نقطة الندى في الخمسينات فتعتبر الأجواء مريحة لمعظم الناس، في حين إذا سجلت 40% وأقل فيعتبر الهواء جاف [18].

يتم تحديد درجة حرارة تكون الندى بمعرفة الفرق في درجات الحرارة بين الترمومتر العادي المستخدم لقياس درجة حرارة الهواء (الترمومتر الجاف) والترمومتر المبلل بقطعة قماش عند القاعدة (الترمومتر الرطب).

الرياح السطحية (Surface Wind)

تعتبر الرياح من أهم الظواهر الطبيعية التي تؤثر على حالة الطقس، وإذا كانت الرياح تتحرك بالقرب من سطح الأرض فتسمى بالرياح السطحية. وهي نتاج لحركة جزيئات الهواء من مناطق الضغط العالي إلى مناطق الضغط المنخفض، وهذه الفروق في الضغط تنتج عن دوران الأرض حول نفسها، بالإضافة إلى الفروقات في درجة الحرارة على سطح الأرض الناتجة عن الإشعاع الشمسي على الأرض.

قياس سرعة واتجاه الرياح

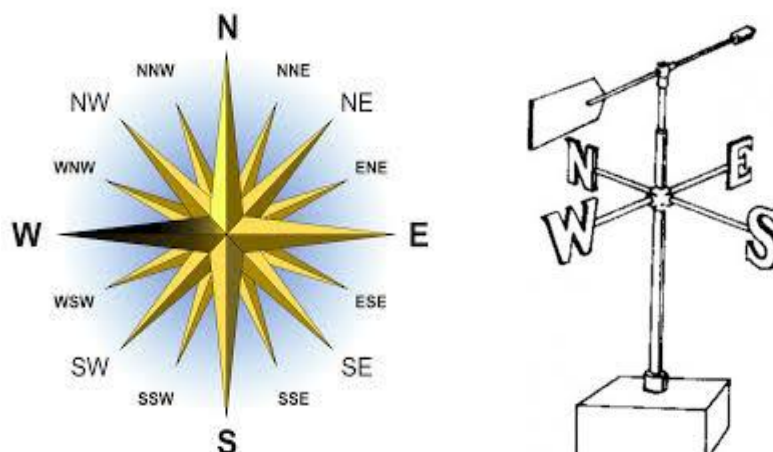
من أهم خصائص الرياح: السرعة والاتجاه، سرعة الرياح: المسافة التي تقطعها الرياح خلا فترة زمنية معينة، وتقاس سرعة الرياح بوحدات (كم/ ساعة، م/ث)، أما اتجاهها فيحدد تبعاً لمصدرها فالرياح الشمالية هي التي تهب من جهة الشمال وهكذا.

يستخدم جهاز الانيموميتر (Anemometer) لقياس سرعة الرياح، ويعود تاريخ اختراعه لعام 1846م، على يد العالم الأيرلندي روبرتسون، فهناك الانيموميتر ذو الأقداح الثلاثة أو الأربعة التي تتخذ شكلاً مخروطياً مغلقاً يتصل بقضيبين يصل طولهما نحو العشرين سنتمتراً (الشكل 10)، ويحدث ضغط الرياح فوق القعر المغلق لهذا القدر، ويدفع بدوره الأقداح فتتحرك وتزداد حركة هذه الأقداح كلما زادت سرعة الرياح. سرعة الرياح المعتمدة لمعظم قياسات الطقس هي التي يتم أخذها على إرتفاع 2 متر من سطح الأرض.



الشكل 9: جهاز الانيموميتر لقياس سرعة الرياح [19].

بالنسبة لاتجاه الرياح فيتم تحديده عبر جهاز يُسمى دَوَّارة الرِّيح، ويتألف من جهاز له ذراع (سهم)، يربط مباشرة فوق محور يدور مثبت على عمود، ويبدأ الذراع بالدوران عند هبوب الرياح ويتجه بالنحو الذي تهب منه الرياح، ويمكن تحديد الإتجاه بعدة مستويات حسب الدقة المطلوبة (الأشكال 10، 11).



الشكل 10: جهاز دَوَّارة الرِّيح [20].



الشكل 11: جهاز الانيموميتر ودَوَّارة الرياح الحديث [21].

معدل الأمطار (Rainfall)

تعدّ الأمطار المصدر الرئيسي للمياه العذبة، كما أنها تغذي الخزان الجوفي والمجري المائية السطحية والبحيرات، كما ويُستفاد منها في ري مساحات شاسعة من الأراضي. تتذبذب كمية الأمطار من سنة لأخرى ومن مكان لآخر، وتبرز أهمية قياس الأمطار لإرتباطها المباشر بعمليات حيوية منها الزراعة والفيضانات. الوحدة المستخدمة في قياس معدل المطر هي وحدة مسافة (عمق) خلال وحدة زمن، يقاس غالباً تساقط المطر بالمليميتر (ملم) وأحياناً يستخدم وحدات أخرى (كالسنتيمتر أو البوصة) ويتم نسبتها لفترة زمنية محددة (يوم، ساعة). يتم تحويل معدل المطر إلى كميات من المياه (متر مكعب) عبر ضرب معدل المطر بمساحة المنطقة التي هطلت فيها تلك الأمطار.

أجهزة قياس معدل المطر (Rain gauge)

يعرف جهاز قياس كمية الأمطار بالممطار (Rain gauge)، وهو عبارة عن أنبوبة طويلة مدرجة تجمع مياه الأمطار وفق معايير محددة، كما هو موضح في الشكل 12 أدناه:



الشكل 12: جهاز قياس معدل الأمطار [22].

بالإضافة للقمع للمدرج التقليدي يوجد عدة أنواع متطورة وحديثة لحساب كمية ومعدل الهطول، مثل:
مقياس المطر المعتمد على دلو الترجيح (Tipping bucket rain gauge): يتكون هذا الممطار من وعاء
يجمع قطرات المطر ثم يوجهها عبر قناة إلى وعاء يشبه الأرجوحة، وعندما تساوي هذه القطرات المتجمعة
0.2 ملم تهتز الرافعة فتسكب الماء المتجمع وفي نفس الوقت ترسل إشارة كهربائية تسجل على جهاز مسجل
إلكتروني (فيديو 3).



فيديو 3: جهاز قياس مقياس المطر المعتمد على دلو الترجيح [23].

مقياس المطر الوزني (Weighing rain gauge): المعتمد على قياس الوزن لقطرات الماء، وهذا الممطار
يتكون من وعاء يجمع الماء وفي نفس الوقت يقيس وزن الكتلة المتجمعة التي يمكن أن تكون ثلجاً أو برداً
بالإضافة للماء. ويتميز هذا النوع بقدرته على قياس المطر الشديد ولكن بتكلفة أعلى من الأنواع الأخرى. كما
أنه يطور أحياناً ليكتشف ويقيس المواد الكيميائية في الجو أيضاً.

مقياس المطر الضوئي (Optical rain gauge): يستخدم الليزر ويعتمد على المتحسسات الضوئية في
عمله.



فيديو 4: شرح أجهزة قياس المطر [24].

وعلى العموم يجب وضع مقياس المطر في مكان مفتوح حيث لا يوجد عوائق، مثل المباني أو الأشجار، لحجب الأمطار. كما يمنع هذا تساقط المياه المجمعة فوق أسطح المباني أو أوراق الأشجار من التساقط في مقياس المطر بعد سقوط الأمطار، مما يعطي قراءات غير دقيقة.

الإشعاع الشمسي (Solar radiation)

تعتبر الشمس المصدر الأساسي للطاقة، والتي تؤثر في الغلاف الجوي والسطح المائي والأرض اليابسة، فجميع العمليات المناخية المؤثرة في سطح الأرض هي محصلة الانتقالات في الطاقة الشمسية نحو الأرض، وتلك المنعكسة من الأرض نحو الغلاف الجوي مرة أخرى.

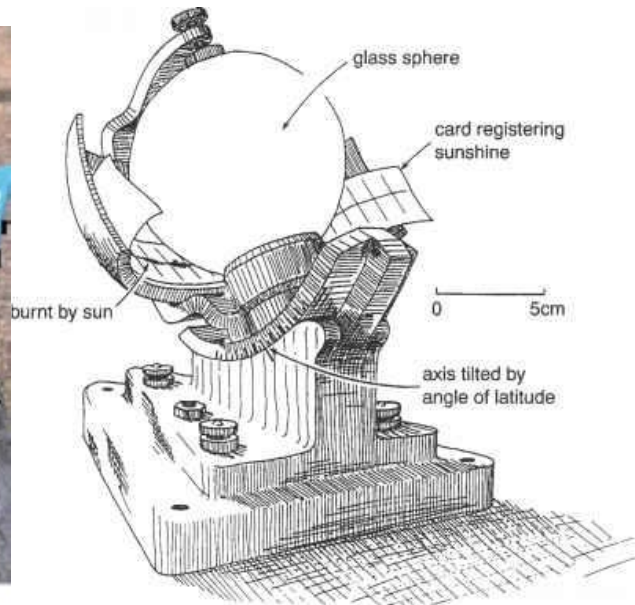
ويمكن تقسيم الإشعاع الشمسي، حسب المدى الطيفي، إلى ثلاثة أنواع رئيسية، النوع الأول: ويشمل الأشعة فوق البنفسجية (Ultraviolet Radiation (UV)، وأشعة أكس (X Rays)، وأشعة جاما (Gamma Rays)، وتمثل كميتها نحو 9 %، النوع الثاني: الأشعة المرئية (Visible light) وتمثل نحو 45 %، و النوع الثالث: الأشعة تحت الحمراء (Infrared Radiation) وتشكل نحو 46 % من جملة الإشعاع. يتعرض الإشعاع الشمسي أثناء رحلته إلى سطح الأرض للإنعكاس (Reflection)، أو التشتت (Scattering)، أو الامتصاص (Absorption)، وتتم هذه العمليات بواسطة الغازات والسحب والمواد العالقة في الهواء [4].

تؤثر هذه الطاقة الشمسية في العمليات المناخية وحالة الطقس بشكل عام على سطح الأرض مثل التحول الحراري، وتكاثف بخار الماء، الأمطار والثلوج، الرياح، التيارات الهوائية والمائية، التمثيل الضوئي للنبات، حركة المد والجزر، تبخر المياه وغيرها.

تختلف شدة الإشعاع الشمسي على الأرض تبعاً لاختلاف زاوية سقوط الأشعة الشمسية على سطح الأرض، كما تتأثر طول فترة السطوع الشمسي بمعدل اختلاف طول النهار على مدار العام بسبب اختلاف وضع الأرض خلال دورانها حول الشمس [4].

قياس مدة سطوع الشمس

هو قياس عدد ساعات سطوع الشمس في اليوم، ومن ثم حساب متوسطاتها ومعدلاتها الشهرية والسنوية لتحديد فترة الإشعاع الشمسي. الجهاز التقليدي المستخدم لهذا الغرض هو جهاز كامبل-استوكس (Campbell -Stokes)، وهو مكون من كرة بلورية توضع في الشمس فتتجمع بواسطتها الأشعة في بؤرة تتحرك مع الشمس الظاهرية فتسجل حركتها على شريط خاص من الورق الداكن (ورقة زرقاء مدرجة)، فعندما تسطع الشمس تجمع البلورة الزجاجية الأشعة الشمسية في حزمة حرارية تترك آثار حرق في شكل خط سميك منتصف الورقة، وبعد غروب الشمس تنزع الورقة ويسجل خلفها تاريخ يوم الرصد، ويتم حساب طول فترة سطوع الشمس عن طريق حساب طول علامات احتراق الورقة على التدرج الزمني الموجود على الورقة، وتدل المسافات الزمنية غير المحترقة على فترة احتجاب الشمس بسبب السحب وغيرها.



الشكل 13: جهاز كامبل-استوكس (Campbell -Stokes) لتحديد زمن السطوع [25].

قياس شدة الإشعاع الشمسي

يستخدم جهاز البيرانومتر (Pyranometer) لقياس شدة الإشعاع الشمسي المباشر، وهو يتكون من مستشعر حراري مثبت داخل قبة زجاجية، عبر هذه القبة ينفذ الإشعاع الشمسي نحو المستشعر الذي يتركب من قاعدة مكونة من قطعتين معدنيتين أحدهما سوداء اللون والأخرى بيضاء اللون، ولأن القطعة السوداء تمتص كل الأشعة الواصلة إليها وتعكس القطعة البيضاء كل الأشعة الواصلة إليها، يتباين تأثير كل قطعة معدنية بكمية الإشعاع الشمسي نفسها الواصلة إليهما. وتعتمد ميكانيكية الجهاز على تحويل الفرق بين كمية الطاقة التي تكتسبها كلتا القطعتين المعدنيتين إلى إشارات كهربائية يمكن قراءتها والتعامل معها.



الشكل 14: جهاز البيرانومتر لقياس شدة الإشعاع الشمسي [26].

زاوية سقوط أشعة الشمس

زاوية سقوط أشعة الشمس تؤثر على مقدار الأشعة يعني أن الأشعة الساقطة على سطح الأرض بزاوية مائلة، كما هو الحال في المناطق الواقعة إلى الشمال والجنوب من خط الاستواء، تكون قوة تأثيرها قليلة؛ نتيجة لطول المسافة التي تقطعها في الغلاف الجوي، وانتشارها على مساحة أكبر، مقارنة مع الأشعة الساقطة بزاوية عمودية أو شبه عمودية، كما في المناطق الاستوائية؛ حيث تكون المسافة التي تقطعها أشعة الشمس أقل، و أكثر تركيزاً [4].

التبخر (Evaporation)

التبخر عملية فيزيائية يتحوّل فيها الماء من حالة السيولة إلى الحالة الغازية في شكل بخار ماء، وتتأثر هذه العملية بدرجة الحرارة والضغط بصورة كبيرة، في بعض الحالات يتحوّل الماء من الحالة الصلبة (جليد أو ثلج) إلى بخار دون أن يمر بحالة السيولة وتعرف هذه العملية بالتسامي (Sublimation).

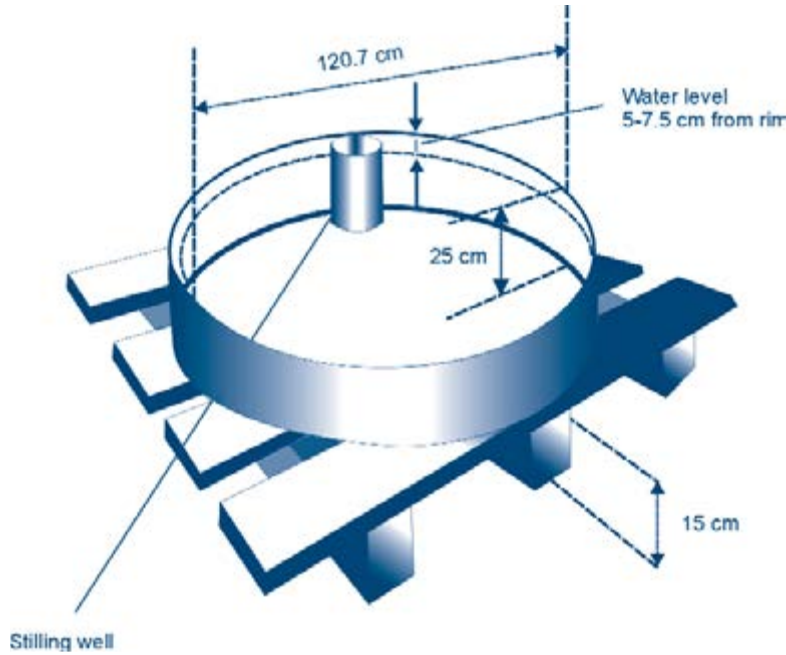
قياس التبخر

يقاس التبخر بواسطة مقاييس التبخر "Vaporometers"، ويوجد منها نوعان رئيسيان الأول يقيس التبخر من سطح مائي مكشوف، من خلال حوض يملأ بالماء ويعرض للجو المباشر ثم يقاس الانخفاض في سطح الماء خلال فترة محددة. النوع الثاني يقيس التبخر من سطح مبلل بالماء مثل ورقة من مادة ذات مواصفات خاصة، وفق حسابات محددة تتناسب مع طبيعة تلك المادة.

أحواض التبخر (Evaporation pans)

وتعتبر من أكثر الطرق شيوعاً وأسهلها استخداماً في قياس التبخر، وتختلف هذه الأحواض في الأبعاد والمواد المصنعة، وفي طرق تثبيتها فمنها ما يثبت على إرتفاع فوق سطح الأرض ومنها ما يوضع على السطح مباشرة ومنها ما يدفن في التربة.

الجهاز القياسي المشهور المستخدم في كثير من محطات الأرصاد هو الجهاز المعروف باسم (The U.S.A weather bureal class A evaporation pan) ويعرف اختصاراً بـ "Class A Pan"، ويبلغ قطره 120.7 سم، وعمقه 25 سم، ويرفع عن الأرض مسافة تسمح بحرية مرور الهواء من حوله. ونسبة لإختلاف الظروف والعوامل يوجد معامل خاص (coefficient) لمعادلة التبخر الطبيعي، يتم تحديده عبر عملية المعايرة، وتتراوح قيمة معامل Class A Pan بين (0.69 – 0.74).



الشكل 15: حوض التبخر [27].

أجهزة قياس التبخر ذات المرجعية (Atmometers)

أشهر الأجهزة من هذا النوع ما يعرف بجهاز بيشي (Piche Atmometers) والذي تم تصميمه في العام 1872، وهو عبارة عن أنبوب زجاجي مدرج ويثبت فوق فوهتها ورقة نشاف تثبت على تلك الفتحة بواسطة مربوط، ويملاً بالماء مقطر، ويعلق الجهاز منكساً بحيث تكون الفتحة المقفلة بورقة النشاف إلى أسفل. والذي يحدث في هذه الحالة هو أن الماء يتبخر من سطح ورقة الجفاف التي تمتص بدورها الماء من الأنبوبة فينخفض ارتفاع الماء بها، ويدل معدل هذا الانخفاض على مستوى التبخر لفترة محددة.



الشكل 16: جهاز بيشي (Piche Atmometers) لقياس التبخر [28].

الباب

الرابع

حسابات التبخر

التبخر هو أحد العمليات الرئيسة التي تمر بها المياه خلال دورتها في الطبيعة، حيث يتبخر الماء من المسطحات المائية مثل البحار والمحيطات بفعل حرارة الشمس، ثم تنخفض درجة حرارته ويتكاثف ويعود مرة أخرى للأرض في شكل أمطار أو ثلوج.

تدخل في عملية التبخر العديد من العوامل، بعضها عوامل مناخية وبعضها الآخر مرتبط بحالة الجسم أو حالة التربة التي يحدث منها التبخر. وليس من الممكن تحديد الدور الذي يقوم به أي عامل من العوامل التي تتحكم في التبخر بصورة مستقلة عن العوامل الأخرى؛ لأن العوامل كلها تعمل مع بعضها بصورة معقدة، وكل ما يمكن عمله هو تقدير النتيجة النهائية العامة لكل آثارها مجتمعة [29].

حساب المعاملات المؤثرة في عملية التبخر

فيما يلي توضيح للخصائص الفيزيائية المؤثرة على تبخر المياه من الأسطح المختلفة، وتشمل حسابات خصائص المياه في الحالة السائلة وبخار الماء وموجز للعلاقات الحسابية لهذه العوامل التي تؤثر في التبخر، وأبرز هذه العوامل [29]، [27]:

درجة الحرارة T (Temperature)

يتم استخدام درجة الحرارة المتوسطة للتعبير عن درجة الحرارة خلال اليوم، ويتم حسابها باستخدام متوسط درجات الحرارة العليا ومتوسط درجات الحرارة الدنيا، على النحو التالي:

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

حيث:

T_{mean} = Mean daily temperature (°C) = متوسط درجة الحرارة اليومية

T_{max} = Mean daily maximum temperature (°C) = متوسط درجة الحرارة اليومية القصوى

T_{min} = Mean daily minimum temperature (°C) = متوسط درجة الحرارة اليومية الدنيا

ضغط بخار الماء e (vapor pressure)

لبخار الماء ضغط خاص به، يعرف بضغط بخار الماء e (vapor pressure)، ويتوقف مقدار هذا الضغط على مقدار بخار الماء في الهواء، إذ كلما قلت كمية بخار الماء في الهواء قل ضغط البخار فيه، وهذا يؤدي بدوره إلى زيادة عملية التبخر.

ضغط بخار التشبع e° (Saturation vapor pressure)

لكل درجة حرارة حد أعلى لضغط بخار الماء يعرف بضغط التشبع Saturation Vapor Pressure أو ضغط البخار في حالة التشبع، حيث لا يقوى الهواء المشبع على حمل كميات إضافية من البخار. يعد ضغط بخار التشبع، e°، معلمة مهمة في الهيدرولوجيا. في واجهة الماء والهواء، هناك تدفق مستمر للجزيئات من سطح الماء إلى الهواء، وتدفق عائد إلى السطح السائل. عند وجود توازن مع الماء النقي، يكون التدفق متساويان والهواء مشبع بخار الماء. يسمى الضغط الجزئي الذي يمارسه البخار في هذا الوقت بضغط تشبع البخار. يمكن حساب ضغط تشبع البخار بالكيلو باسكال

$$e^{\circ} = \exp \left(\frac{16.78 T - 116.9}{T + 237.3} \right)$$

حيث:

T = Mean air temperature (°C) = متوسط درجة الحرارة للجو
e° = Saturation vapor pressure (kPa) = ضغط البخار في حالة التشبع

يوضح الجدول 2، القيم النموذجية للعلاقة بين درجة الحرارة (T) وضغط بخار التشبع (e°).

متوسط ضغط بخار التشبع

بما أن ضغط بخار التشبع مرتبط بدرجة حرارة الهواء، يمكن حسابه من درجة حرارة الهواء. من الجدول 2، يتم اختيار قيم e° المقابلة لـ T_{max} و T_{min} ومتوسطها من أجل الحصول على e_s، كما هو موضح في المعادلة التالية:

$$e_s = \left(\frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \right)$$

حيث:

e_s = Mean saturation vapour pressure (kPa).
e°(T_{max}) = Saturation vapour pressure at the maximum air temperature (kPa).
e°(T_{min}) = Saturation vapour pressure at the minimum air temperature (kPa).

جدول 2: قيم ضغط بخار الماء في حالة التشبع (e°) لمختلف درجات الحرارة (T) [27].

T (°C)	e° (kPa)	T (°C)	e° (kPa)	T (°C)	e° (kPa)	T (°C)	e° (kPa)
1.0	0.657	13.0	1.498	25.0	3.168	37.0	6.275
1.5	0.681	13.5	1.547	25.5	3.263	37.5	6.448
2.0	0.706	14.0	1.599	26.0	3.361	38.0	6.625
2.5	0.731	14.5	1.651	26.5	3.462	38.5	6.806
3.0	0.758	15.0	1.705	27.0	3.565	39.0	6.991
3.5	0.785	15.5	1.761	27.5	3.671	39.5	7.181
4.0	0.813	16.0	1.818	28.0	3.780	40.0	7.376
4.5	0.842	16.5	1.877	28.5	3.891	40.5	7.574
5.0	0.872	17.0	1.938	29.0	4.006	41.0	7.778
5.5	0.903	17.5	2.000	29.5	4.123	41.5	7.986
6.0	0.935	18.0	2.064	30.0	4.243	42.0	8.199
6.5	0.968	18.5	2.130	30.5	4.366	42.5	8.417
7.0	1.002	19.0	2.197	31.0	4.493	43.0	8.640
7.5	1.037	19.5	2.267	31.5	4.622	43.5	8.867
8.0	1.073	20.0	2.338	32.0	4.755	44.0	9.101
8.5	1.110	20.5	2.412	32.5	4.891	44.5	9.339
9.0	1.148	21.0	2.487	33.0	5.030	45.0	9.582
9.5	1.187	21.5	2.564	33.5	5.173	45.5	9.832
10.0	1.228	22.0	2.644	34.0	5.319	46.0	10.086
10.5	1.270	22.5	2.726	34.5	5.469	46.5	10.347
11.0	1.313	23.0	2.809	35.0	5.623	47.0	10.613
11.5	1.357	23.5	2.896	35.5	5.780	47.5	10.885
12.0	1.403	24.0	2.984	36.0	5.491	48.0	11.163
12.5	1.449	24.5	3.075	36.5	6.106	48.5	11.447

ميل منحنى ضغط البخار المشبع Δ (The slope of the saturation vapor pressure curve)

يتم حساب ميل منحنى ضغط تشبع البخار، Δ ، kPa/C° ، عن طريق المعادلة التي تضم ضغط بخار المشبع ودرجة الحرارة، كالتالي:

$$\Delta = \frac{4098 e^{\circ}}{(T + 237.3)^2}$$

حيث:

T = Mean air temperature (°C) = متوسط درجة الحرارة للجو

e° = Saturation vapor pressure (KPa) = ضغط البخار في حالة التشبع

جدول 3: قيم ميل منحنى ضغط تشبع البخار (Δ) لمختلف درجات الحرارة (T) [27].

T (°C)	Δ (kPa/°C)	T (°C)	Δ (kPa/°C)	T (°C)	Δ (kPa/°C)	T (°C)	Δ (kPa/°C)
1.0	0.047	13.0	0.098	25.0	0.189	37.0	0.342
1.5	0.049	13.5	0.101	25.5	0.194	37.5	0.350
2.0	0.050	14.0	0.104	26.0	0.199	38.0	0.358
2.5	0.052	14.5	0.107	26.5	0.204	38.5	0.367
3.0	0.054	15.0	0.110	27.0	0.209	39.0	0.375
3.5	0.055	15.5	0.113	27.5	0.215	39.5	0.384
4.0	0.057	16.0	0.116	28.0	0.220	40.0	0.393
4.5	0.059	16.5	0.119	28.5	0.226	40.5	0.402
5.0	0.061	17.0	0.123	29.0	0.231	41.0	0.412
5.5	0.063	17.5	0.126	29.5	0.237	41.5	0.421
6.0	0.065	18.0	0.130	30.0	0.243	42.0	0.431
6.5	0.067	18.5	0.133	30.5	0.249	42.5	0.441
7.0	0.069	19.0	0.137	31.0	0.256	43.0	0.451
7.5	0.071	19.5	0.141	31.5	0.262	43.5	0.461
8.0	0.073	20.0	0.145	32.0	0.269	44.0	0.471
8.5	0.075	20.5	0.149	32.5	0.275	44.5	0.482
9.0	0.078	21.0	0.153	33.0	0.282	45.0	0.493
9.5	0.080	21.5	0.157	33.5	0.289	45.5	0.504
10.0	0.082	22.0	0.161	34.0	0.296	46.0	0.515
10.5	0.085	22.5	0.165	34.5	0.303	46.5	0.526
11.0	0.087	23.0	0.170	35.0	0.311	47.0	0.538
11.5	0.090	23.5	0.174	35.5	0.318	47.5	0.550
12.0	0.092	24.0	0.179	36.0	0.326	48.0	0.562
12.5	0.095	24.5	0.184	36.5	0.334	48.5	0.574

ضغط البخار الفعلي e_a (Actual vapour pressure)

يعتمد حساب ضغط البخار الفعلي (e_a) على بيانات الأرصاد الجوية المتاحة. يمكن حسابه من بيانات درجة حرارة نقطة الندى أو من بيانات الرطوبة النسبية (RH). بما أن بيانات الرطوبة النسبية متوفرة في معظم المحطات المناخية، لذا تستخدم عادة في حسابات ضغط البخار الفعلي وفق المعادلة التالية:

$$e_a = \frac{RH_{mean}}{100} * \left(\frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \right)$$

$$= \frac{RH_{mean}}{100} * e_s$$

حيث:

e_a = Actual vapour pressure (kPa)

$e^{\circ}(T_{min})$ = Saturation vapour pressure at daily minimum temperature (kPa)

$e^{\circ}(T_{max})$ = Saturation vapour pressure at daily maximum temperature (kPa)

RH_{mean} = Mean relative humidity (%)

عجز ضغط البخار d_a (Vapour pressure deficit)

عجز ضغط البخار هو الفرق بين متوسط ضغط بخار التشبع e_s وضغط البخار الفعلي e_a لفترة زمنية معينة. ويتم حسابه كالتالي:

$$d_a = e_s - e_a$$

حيث تمثل d_a عجز ضغط البخار.

الرطوبة النسبية RH (Relative humidity)

هي النسبة البعدية (ليس لها تمييز)، لضغط البخار الفعلي إلى ضغط بخار التشبع، ويتم التعبير عنها عادةً في شكل نسبة مئوية. يحدث التبخر طالما أن الهواء لم يصل إلى درجة التشبع، وتتوقف سرعة التبخر على مقدار الفرق بين الرطوبة النسبية الفعلية للهواء وبين رطوبته النسبية عندما يصبح مشبعاً تماماً وهي 100%. ويتناقص نشاط التبخر كلما اقتربت الرطوبة النسبية من حدها الأقصى وهو 100%، وعندئذ يتوقف التبخر تماماً، ومن المعروف أن انخفاض درجة حرارة الهواء يؤدي إلى زيادة رطوبته النسبية بينما يؤدي ارتفاعها إلى نقص هذه الرطوبة، وهذا يفسر لنا أحد الأسباب المهمة لتناقص التبخر نتيجة لانخفاض درجة الحرارة، وتزايدته نتيجة لارتفاعها.

يتم حساب الرطوبة النسبية RH على النحو التالي:

$$RH = 100 \frac{e_a}{e^\circ}$$

حيث:

RH = Relative humidity (%)

e_a = Actual vapour pressure (kPa)

e° = Saturation vapour pressure (kPa)

ضغط الهواء الجوي P (Air pressure)

يمكن حساب متوسط ضغط الهواء الجوي، P، باستخدام قانون الغاز المثالي على النحو التالي:

$$P = P_0 \left(\frac{T_0 - \alpha (z - z_0)}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha_a R}}$$

حيث يُعرف P بالضغط الجوي بوحدة kPa عند الارتفاع z فوق مستوى سطح البحر. وبقيّة العوامل موضحة أدناه [30]:

Parameter	Symbol	Value	Unit
Average sea level pressure	P_0	101,325	kPa
Gravitational acceleration	g	9.807	m/s ²
Molar mass of Earth's air	M	0.02896	kg/mol
Standard temperature	T	288.15	K
Universal gas constant	R	8.3143	(N*m)/(mol*K)

كثافة الهواء ، ρ_a ، يمكن حسابها من المعادلة التالية:

$$\rho_a = \frac{1000 P}{T_v R}$$

حيث P الضغط الجوي، R ثابت الغاز، T_v هي درجة الحرارة الافتراضية ويتم حسابها على النحو التالي:

$$T_v = \frac{T}{1 - 0.378 \frac{e}{P}}$$

حيث T هي درجة حرارة الهواء، e ضغط بخار الماء، P الضغط الجوي.

الحرارة الكامنة للتبخر λ (Latent Temperature)

يكتسب بخار الماء عند تخبره طاقة حرارية كامنة Latent Temperature، وطالما ظل بخار الماء على صورته، فإن هذه الحرارة الكامنة لا تؤثر على درجات حرارة الهواء. يطلق بخار الماء عند تكاثفه هذه الحرارة الكامنة بمعدل ٤٥٠ سعرة حرارية لكل غرام من بخار الماء.

يمكن حساب الحرارة الكامنة للتبخر على النحو التالي:

$$\lambda = 2.501 - 2.361 \times 10^{-3} T$$

حيث T تمثل درجة حرارة الهواء (درجة مئوية).

الثابت السيكروميتري γ (Psychrometric constant)

يعبر عن دالة تصف نسبة ضغط الماء في الهواء إلى درجة حرارة الهواء، ويصف الضغط عند درجة حرارة محددة. يتم حساب الثابت السيكروميتري على النحو التالي:

$$\gamma = \frac{P c_p}{\lambda \epsilon}$$

حيث:

c_p = Specific heat at constant pressure = 1.013×10^{-3} MJ/kg per °C

P = Atmospheric pressure (kPa)

ϵ = Ratio molecular weight of water vapour/dry air = 0.622

λ = Latent heat vaporization = 2.45 MJ/kg (at 20°C)

جدول 4: قيم الثابت السيكروميتري γ لمختلف الارتفاعات (z) [27].

z (m)	γ (kPa/°C)	z (m)	γ (kPa/°C)	z (m)	γ (kPa/°C)	z (m)	γ (kPa/°C)
0	0.067	1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047
100	0.067	1100	0.059	2100	0.052	3100	0.046
200	0.066	1200	0.058	2200	0.052	3200	0.046
300	0.065	1300	0.058	2300	0.051	3300	0.045
400	0.064	1400	0.057	2400	0.051	3400	0.045
500	0.064	1500	0.056	2500	0.050	3500	0.044
600	0.063	1600	0.056	2600	0.049	3600	0.043
700	0.062	1700	0.055	2700	0.049	3700	0.043
800	0.061	1800	0.054	2800	0.048	3800	0.042
900	0.061	1900	0.054	2900	0.047	3900	0.042
1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047	4000	0.041

نسبة الخلط (بخار الماء مع الهواء) r (Mixing ratio)

وهي عبارة عن كمية بخار الماء اللازم وضعها في وحدة وزن من الهواء الجاف لكي يصبح رطباً، وهي نسبة بعدية (كتلة بخار الماء إلى وحدة كتلة الهواء الجاف). في نفس درجة الحرارة، وعندما تكون e صغيرة بالنسبة إلى إجمالي الضغط P ، تكون نسبة الخلط هي:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \approx 0.622 \frac{e}{P}$$

حيث r هي نسبة خلط بخار الماء مع الهواء، m_v هي كتلة بخار الماء، m_a هي كتلة الهواء الجاف، e ضغط بخار الماء، P الضغط الجوي.

درجة حرارة تكون الندى T_d (Dew point temperature)

هي درجة الحرارة التي يكون عندها الجو مشبعاً ببخار الماء، ويصبح عندها الهواء عاجز عن حمل كل ما به من بخار ماء فيبدأ عندها حدوث تكثف لبخار الماء. ويمكن حسابها من خلال تحديد الفرق بين مقياس الحرارة الجاف ومقياس الحرارة المبلل. عند درجة حرارة نقطة الندى، يحدث التكثيف عادة، ويتم حساب حرارة التكثف كالتالي:

$$T_d = \frac{116.91 + 237.3 \ln(e)}{16.78 - \ln(e)}$$

حيث T_d هي حرارة تكون الندى، e ضغط بخار الماء.

الإشعاع R (Radiation)

الإشعاع الشمسي هو أهم العوامل المؤثرة في التبخر على الإطلاق، فقد أثبتت التجارب التي أجريت حتى الآن أن الدور الذي يقوم به يفوق كثيرا الدور الذي يقوم به أي عامل آخر منفرد. وقد تبين من هذه التجارب وجود علاقة طردية واضحة بين شدة الإشعاع الشمسي والتبخر.

الإشعاع الصافي (R_n) Net Radiation

يستقبل كوكب الأرض كميات كبيرة من الإشعاعات الشمسية القادمة إليه عند طبقة الغلاف الجوي العليا وينعكس ما يقرب من 30% من هذه الإشعاعات عائدة إلى الفضاء بينما تُمتص النسبة الباقية بواسطة السحب والمحيطات والكتل الأرضية.

أحد المدخلات الرئيسية لمعادلات حساب التبخر هو الإشعاع الصافي على سطح المحصول (R_n) . صافي الإشعاع هو الفرق بين الإشعاع الصافي للموجات القصيرة (R_{ns}) والإشعاع الصافي للموجات الطويلة المنعكسة (R_{nl}) وفق المعادلة التالية:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

حيث:

R_n = Net radiation (MJ/m² per day)

R_{ns} = Net incoming shortwave radiation (MJ/m² per day)

R_{nl} = Net outgoing longwave radiation (MJ/m² per day)

الإشعاع الخارجي (R_a)

الإشعاع الخارجي (R_a) هو الإشعاع الشمسي الذي يتم تلقيه في الجزء العلوي من الغلاف الجوي للأرض. يتم تحديد شدة الإشعاع على السطح الأفقي من خلال الزاوية بين اتجاه أشعة الشمس وسطح الغلاف الجوي. تتغير هذه الزاوية خلال ساعات، اليوم وتختلف في خطوط العرض المختلفة وفي المواسم المختلفة. الزاوية تساوي صفرًا ، إذا كانت الشمس عمودية ومباشرة. مع تغير الفصول، يتغير وضع الشمس، وطول اليوم، وبالتالي كمية الإشعاع الخارجي. يمكن تقدير R_a لكل يوم من أيام السنة ولخطوط العرض المختلفة عن طريق الحساب باستخدام المعادلات.

تم تلخيص بعض قيم R_a لمختلف خطوط العرض في الجدول 5 لنصف الأرض الشمالي والجدول 6 للنصف الجنوبي. تمثل هذه القيم كمية الإشعاع الخارجي في اليوم الخامس عشر من كل شهر وتوفر تقديرًا جيدًا (بنسبة خطأ أقل من 1%) من متوسط أيام الشهر.

جدول 5: قيم الإشعاع الخارجي اليومي (R_a) لخطوط العرض المختلفة في نصف الكرة الشمالي
منتصف كل شهر [27].

Latitude Degree	Northern Hemisphere: Values in MJ/m ² per day ^b											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
70	0.0	2.6	10.4	23.0	35.2	42.5	39.4	28.0	14.9	4.9	0.1	0.0
68	0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42.0	38.9	28.6	16.1	6.0	0.7	0.0
66	0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29.3	17.3	7.2	1.5	0.1
64	1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30.0	18.4	8.5	2.4	0.6
62	2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39.0	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3
60	3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2
58	4.3	9.6	17.7	28.4	37.0	41.3	39.4	32.0	21.7	12.1	5.5	3.1
56	5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.6	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2
54	6.5	12.0	20.0	30.0	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2
52	7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9.0	6.4
50	8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5
48	10.1	15.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7
46	11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	27.5	19.2	12.6	9.9
44	12.5	18.0	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1
42	13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4
40	15.0	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30.0	22.5	16.3	13.6
38	16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37.0	30.7	23.6	17.5	14.8
36	17.5	22.6	29.0	35.7	40.0	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1
34	18.7	23.7	29.9	36.1	40.0	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3
32	19.9	24.8	30.7	36.5	40.0	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5
30	21.1	25.8	31.4	36.8	40.0	41.2	40.6	38.0	33.4	27.6	22.2	19.8
28	22.3	26.8	32.2	37.1	40.0	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21.0
26	23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.6	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2
24	24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3
22	25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40.0	39.6	38.4	35.4	31.0	26.6	24.5
20	26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6
18	27.9	31.5	35.2	38.0	39.0	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8
16	28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9
14	29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38.0	36.7	33.9	30.6	28.9
12	30.9	33.8	36.5	38.0	38.0	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30.0
10	31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37.0	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31.0
8	32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32.0
6	33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9
4	34.6	36.4	37.6	37.4	36.0	35.0	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9
2	35.4	37.0	37.8	37.1	35.4	34.2	34.6	36.1	37.3	37.0	35.6	34.8
0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

جدول 6: قيم الإشعاع الخارجي اليومي (R_a) لخطوط العرض المختلفة في نصف الكرة الجنوبي
منتصف كل شهر [27].

Latitude Degree	Southern Hemisphere: Values in MJ/m ² per day ^b											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
70	41.4	28.6	15.8	4.9	0.2	0.0	0.0	2.2	10.7	23.5	37.3	45.3
68	41.0	29.3	16.9	6.0	0.8	0.0	0.0	3.2	11.9	24.4	37.4	44.7
66	40.9	30.0	18.1	7.2	1.5	0.1	0.5	4.2	31.1	25.4	37.6	44.1
64	41.0	30.8	19.3	8.4	2.4	0.6	1.2	5.3	14.4	26.3	38.0	43.9
62	41.2	31.5	20.4	9.6	3.4	1.2	2.0	6.4	15.5	27.2	38.3	43.9
60	41.5	32.3	21.5	10.8	4.4	2.0	2.9	7.6	16.7	28.1	38.7	43.9
58	41.7	33.0	22.6	12.0	5.5	2.9	3.9	8.7	17.9	28.9	39.1	44.0
56	42.0	33.7	23.6	13.2	6.6	3.9	4.9	9.9	19.0	29.8	39.5	44.1
54	42.2	34.3	24.6	14.4	7.7	4.9	6.0	11.1	20.1	30.6	39.9	44.3
52	42.5	35.0	25.6	15.6	8.8	6.0	7.1	12.2	21.2	31.4	40.2	44.4
50	42.7	35.6	26.6	16.7	10.0	7.1	8.2	13.4	22.2	32.1	40.6	44.5
48	42.9	36.2	27.5	17.9	11.1	8.2	9.3	14.6	23.3	32.8	40.9	44.5
46	43.0	36.7	28.4	19.0	12.3	9.3	10.4	15.7	24.3	33.5	41.1	44.6
44	43.2	37.2	29.3	20.1	13.5	10.5	11.6	16.8	25.2	34.1	41.4	44.6
42	43.3	37.7	30.1	21.2	14.6	11.6	12.8	18.0	26.2	34.7	41.6	44.6
40	43.4	38.1	30.9	22.3	15.8	12.8	13.9	19.1	27.1	35.3	41.8	44.6
38	43.4	38.5	31.7	23.3	16.9	13.9	15.1	20.2	28.0	35.8	41.9	44.5
36	43.4	38.9	32.4	24.3	18.1	15.1	16.2	21.2	28.8	36.3	42.0	44.4
34	43.4	39.2	33.0	25.3	19.2	16.2	17.4	22.3	29.6	36.7	42.0	44.3
32	43.3	39.4	33.7	26.3	20.3	17.4	18.5	23.3	30.4	37.1	42.0	44.1
30	43.1	39.6	34.3	27.2	21.4	18.5	19.6	24.3	31.1	37.5	42.0	43.9
28	43.0	39.8	34.8	28.1	22.5	19.7	20.7	25.3	31.8	37.8	41.9	43.6
26	42.8	39.9	35.3	29.0	23.5	20.8	21.8	26.3	32.5	38.0	41.8	43.3
24	42.5	40.0	35.8	29.8	24.6	21.9	22.9	27.2	33.1	38.3	41.7	43.0
22	42.2	40.1	36.2	30.6	25.6	23.0	24.0	28.1	33.7	38.4	41.4	42.6
20	41.9	40.0	36.6	31.3	26.6	24.1	25.0	28.9	34.2	38.6	41.2	42.1
18	41.5	40.0	37.0	32.1	27.6	25.1	26.0	29.8	34.7	38.7	40.9	41.7
16	41.1	39.9	37.2	32.8	28.5	26.2	27.0	30.6	35.2	38.7	40.6	41.2
14	40.6	39.7	37.5	33.4	29.4	27.2	27.9	31.3	35.6	38.7	40.2	40.6
12	40.1	39.6	37.7	34.0	30.2	28.1	28.9	32.1	36.0	38.6	39.8	40.0
10	39.5	39.3	37.8	34.6	31.1	29.1	29.8	32.8	36.3	38.5	39.3	39.4
8	38.9	39.0	37.9	35.1	31.9	30.0	30.7	33.4	36.6	38.4	38.8	38.7
6	38.3	38.7	38.0	35.6	32.7	30.9	31.5	34.0	36.8	38.2	38.2	38.0
4	37.6	38.3	38.0	36.0	33.4	31.8	32.3	34.6	37.0	38.0	37.6	37.2
2	36.9	37.9	38.0	36.4	34.1	32.6	33.1	35.2	37.1	37.7	37.0	36.4
0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

أشعة الشمس المباشرة (أشعة الموجات القصيرة) R_s (Solar Radiation)

في الأيام الصافية، يكون الجو صحوًا نسبيًا ، فتصل نسبة الإشعاع الشمسي أو أشعة الموجات القصيرة، حوالي 70 إلى 80 في المئة من الإشعاع خارج الأرض يصل إلى سطح الأرض في المناطق شبه القاحلة، بينما ينعكس الباقي من خلال جزيئات الغبار أو تمتصه غازات مختلفة في الجو. تسمى كمية الإشعاع التي تصل إلى سطح الأرض الإشعاع الشمسي (R_s).

مدة سطوع الشمس مهمة جداً، إذ أن الإشعاع الشمسي يعتمد على مدة سطوع الشمس وفي حالة صعوبة قياس الإشعاع يمكن تقديره من مدة سطوع الشمس. تحسب كذلك مدة سطوع الشمس كنسبة مئوية من طول اليوم ، وطول اليوم يعتمد فقط على خط العرض والوقت من السنة.

يمكن قياس R_s في محطات الطقس باستخدام مقاييس Pyranometers أو مقاييس إشعاعية أو مقاييس شمسية. في بعض المحطات، تعد قيم الإشعاع الشمسي جزءًا من البيانات المناخية المتاحة. إذا لم يتم قياسه ، فيمكن حسابه من خلال استخدام معادلة تربط الإشعاع الشمسي بالإشعاع خارج الأرض ومدة أشعة الشمس النسبية كالآتي:

$$R_s = \left[0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right] R_a$$

حيث:

R_s = Solar or shortwave radiation (MJ/m² per day)

n = Actual sunshine hours (hour)

N = Maximum possible duration of sunshine hours or daylight hours (hour)

$\frac{n}{N}$ = Relative sunshine duration

R_a = Extraterrestrial radiation (MJ/m² per day)

تم تعريف كمية n/N على أنها "النسبة بين ساعات ضوء الشمس المشرقة المقاسة، والحد الأقصى من ساعات ضوء الشمس الممكنة" [31].

يتم تسجيل المدة الفعلية لأشعة الشمس (n) باستخدام مقياس أشعة الشمس وهي جزء من البيانات المناخية التي يتم قياسها محطات الطقس.

الإشعاع المباشر يعتمد على خط العرض والشهر كما موضح في الجداول رقم (7 و8). نلاحظ من الجداول أن طول اليوم N في خط الإستواء (خط عرض صفر) ثابت طول السنة ويساوي 12 ساعة، كذلك أن طول اليوم ثابت تقريباً في مارس ويساوي أيضاً 12 ساعة. التغيرات من شهر لشهر تزداد كلما توجهنا نحو القطبين.

جدول 7: قيم متوسط ساعات النهار (N) لخطوط العرض المختلفة في نصف الكرة الشمالي منتصف الشهر^[27].

Latitude Degree	Northern Hemisphere											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
70	0.0	6.6	11.0	15.6	21.3	24.0	24.0	17.6	12.8	8.3	2.3	0.0
68	2.1	7.3	11.1	15.3	19.7	24.0	22.3	17.0	12.7	8.7	4.1	0.0
66	3.9	7.8	11.2	14.9	18.7	22.0	20.3	16.4	12.7	9.0	5.2	1.9
64	5.0	8.2	11.2	14.7	17.9	2.0	19.2	16.0	12.6	9.3	6.0	3.7
62	5.7	8.5	11.3	14.4	17.3	19.2	18.4	15.7	12.6	9.5	6.6	4.8
60	6.4	8.8	11.4	14.2	16.8	18.4	17.7	15.3	12.5	9.7	7.1	5.6
58	6.9	9.1	11.4	14.1	16.4	17.8	17.2	15.1	12.5	9.9	7.5	6.2
56	7.3	9.3	11.5	13.9	16.0	17.3	16.8	14.8	12.4	10.1	7.9	6.7
54	7.7	9.5	11.5	13.8	15.7	16.8	16.4	14.6	12.4	10.2	8.2	7.1
52	8.0	9.7	11.5	13.6	15.4	16.5	16.0	14.4	12.4	10.3	8.5	7.5
50	8.3	9.8	11.6	13.5	15.2	16.1	15.7	14.3	12.3	10.4	8.7	7.9
48	8.6	10.0	11.6	13.4	15.0	15.8	15.5	14.1	12.3	10.6	9.0	8.2
46	8.8	10.1	11.6	13.3	14.8	15.5	15.2	14.0	12.3	10.7	9.2	8.5
44	9.1	10.3	11.6	13.2	14.6	15.3	15.0	13.8	12.3	10.7	9.4	8.7
42	9.3	10.4	11.7	13.2	14.4	15.0	14.8	13.7	12.3	10.8	9.6	9.0
40	9.5	10.5	11.7	13.1	14.2	14.8	14.6	13.6	12.2	10.9	9.7	9.2
38	9.6	10.6	11.7	13.0	14.1	14.6	14.4	13.5	12.2	11.0	9.9	9.4
36	9.8	10.7	11.7	12.9	13.9	14.4	14.2	13.4	12.2	11.1	10.1	9.6
34	10.0	10.8	11.8	12.9	13.8	14.3	14.1	13.3	12.2	11.1	10.2	9.7
32	10.1	10.9	11.8	12.8	13.6	14.1	13.9	13.2	12.2	11.2	10.3	9.9
30	10.3	11.0	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.2	11.3	10.5	10.1
28	10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2
26	10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4
24	10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5
22	10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7
20	10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11.0	10.8
18	11.0	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13.0	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9
16	11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1
14	11.3	11.6	11.9	12.3	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.7	11.3	11.2
12	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3
10	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4
8	11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5
6	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7
4	11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8
2	11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.0	12.0	11.9	11.9
0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

جدول 8: قيم متوسط ساعات النهار (N) لخطوط العرض المختلفة في نصف الكرة الجنوبي منتصف الشهر^[27].

Latitude Degree	Southern Hemisphere											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
70	24.0	17.4	13.0	8.4	2.7	0.0	0.0	6.4	11.2	15.7	21.7	24.0
68	21.9	16.7	12.9	8.7	4.3	0.0	1.7	7.0	11.3	15.3	19.9	24.0
66	20.1	16.2	12.8	9.1	5.3	2.0	3.7	7.6	11.3	15.0	18.8	22.1
64	19.0	15.8	12.8	9.3	6.1	3.7	4.8	8.0	11.4	14.7	18.0	20.3
62	18.3	15.5	12.7	9.6	6.7	4.8	5.6	8.3	11.4	14.5	17.4	19.2
60	17.6	15.2	12.6	9.8	7.2	5.6	6.3	8.7	11.5	14.3	16.9	18.4
58	17.1	14.9	12.6	9.9	7.6	6.2	6.8	8.9	11.5	14.1	16.5	17.8
56	16.7	14.7	12.5	10.1	8.0	6.7	7.2	9.2	11.6	13.9	16.1	17.3
54	16.3	14.5	12.5	10.2	8.3	7.2	7.6	9.4	11.6	13.8	15.8	16.9
52	16.0	14.3	12.5	10.4	8.6	7.5	8.0	9.6	11.6	13.7	15.5	16.5
50	15.7	14.2	12.4	10.5	8.8	7.9	8.3	9.7	11.7	13.6	15.3	16.1
48	15.4	14.0	12.4	10.6	9.0	8.2	8.5	9.9	11.7	13.4	15.0	15.8
46	15.2	13.9	12.4	10.7	9.2	8.5	8.8	10.0	11.7	13.3	14.8	15.5
44	14.9	13.7	12.4	10.8	9.4	8.7	9.0	10.2	11.7	13.3	14.6	15.3
42	14.7	13.6	12.3	10.8	9.6	9.0	9.2	10.3	11.7	13.2	14.4	15.0
40	14.5	13.5	12.3	10.9	9.8	9.2	9.4	10.4	11.8	13.1	14.3	14.8
38	14.4	13.4	12.3	11.0	9.9	9.4	9.6	10.5	11.8	13.0	14.1	14.6
36	14.2	13.3	12.3	11.1	10.1	9.6	9.8	10.6	11.8	12.9	13.9	14.4
34	14.0	13.2	12.2	11.1	10.2	9.7	9.9	10.7	11.8	12.9	13.8	14.3
32	13.9	13.1	12.2	11.2	10.4	9.9	10.1	10.8	11.8	12.8	13.7	14.1
30	13.7	13.0	12.2	11.3	10.5	10.1	10.2	10.9	11.8	12.7	13.5	13.9
28	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2	10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8
26	13.5	12.9	12.2	11.4	10.7	10.4	10.5	11.1	11.9	12.6	13.3	13.6
24	13.3	12.8	12.2	11.4	10.8	10.5	10.7	11.2	11.9	12.6	13.2	13.5
22	13.2	12.7	12.1	11.5	10.9	10.7	10.8	11.2	11.9	12.5	13.1	13.3
20	13.1	12.7	12.1	11.5	11.1	10.8	10.9	11.3	11.9	12.5	13.0	13.2
18	13.0	12.6	12.1	11.6	11.2	10.9	11.0	11.4	11.9	12.4	12.9	13.1
16	12.9	12.5	12.1	11.6	11.3	11.1	11.1	11.5	11.9	12.4	12.8	12.9
14	12.7	12.4	12.1	11.7	11.4	11.2	11.2	11.5	11.9	12.3	12.7	12.8
12	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7
10	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6
8	12.4	12.3	12.1	11.8	11.6	11.5	11.6	11.7	12.0	12.2	12.4	12.5
6	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3
4	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8	11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2
2	12.1	12.1	12.0	12.0	11.9	11.9	11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1
0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

صافي الإشعاع الشمسي (الموجات القصيرة الصافية) R_{ns} (Net solar or shortwave radiation)

صافي الإشعاع الشمسي أو الموجات القصيرة الصافية، هي الكمية المتبقية من الفرق بين الإشعاع الشمسي الوارد والمنعكس، ويتم حسابه كما يلي:

$$R_{ns} = 0.77 R_s$$

حيث:

R_{ns} = Net solar or shortwave radiation (MJ/m² per day)

R_s = Incoming solar or shortwave radiation (MJ/m² per day)

إشعاع السماء الصافية (R_{so}) Clear sky radiation

يتم حساب إشعاع السماء الصافية (R_{so}) عندما يتحقق الشرط $n = N$ (ساعات اليوم تساوي ساعات سطوع الشمس)، هذه القيمة مطلوبة لحساب صافي إشعاع الموجات الطويلة. يتم حساب R_{so} بواسطة المعادلة التالية:

$$R_{so} = \left[0.75 + \frac{2z}{100000} \right] R_a$$

حيث:

R_{so} = Clear sky solar radiation (MJ/m² per day)

z = Station elevation above sea level (m)

R_a = Extraterrestrial radiation (MJ/m² per day)

الإشعاع طويل الموج (R_{nl}) (Net longwave radiation)

كل الكائنات - حية كانت أم جامدة - تبث إشعاعا طويل الموج طول الوقت وتعتمد كمية ذلك الإشعاع على درجة حرارة السطح. يلعب الإشعاع طويل المزج دورا هاما في تحديد حرارة سطح الأرض فالأرض تبرد بالليل نتيجة فقدانها طاقة حرارية عن طريق الإشعاع طويل الموج. يمتص بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون الإشعاع طويل الموج بكفاءة عالية وتبث تلك الغازات بدورها إشعاعا طويل الموج. كذلك تمتص السحب الإشعاع طويل الموج وتبث إشعاعا طويل الموج أيضا ويعتمد على درجة حرارة السحب.

يتناسب معدل انبعاث إشعاع الموجات الطويلة مع درجة الحرارة المطلقة (كلفن) للسطح المرفوع إلى القوة الرابعة. يتم احتساب R_{nl} باستخدام التعبير التالي:

$$R_{nl} = \left[\frac{\sigma(T_{max,K})^4 + \sigma(T_{min,K})^4}{2} \right] * (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) * \left[135 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right] R_a$$

حيث:

R_{nl} = Net outgoing longwave radiation MJ/m² per day)

σ = Stefan-Boltmann constant (4.903 x10⁻⁹ MJ/K⁴ per m² per day)

$T_{max, K}$ = Maximum absolute temperature during the 24-hour period (K)

$T_{min, K}$ = Minimum absolute temperature during the 24-hour period (K)

$K = ^\circ C + 273.16$

e_a = Actual vapour pressure (kPa)

R_s/R_{so} = Relative shortwave radiation (limited ≤ 1)

R_s = Measured or calculated solar radiation (MJ/m² per day)

R_{so} = Calculated clear sky radiation (MJ/m² per day)

جدول 9: قيم $\sigma (T_{\text{kelvin}})^4$ لمختلف درجات الحرارة (T) [27].

With $\sigma = 4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ/K}^4/\text{m}^2/\text{day}$ and $T_K = T_C + 273.16$					
T_C (°C)	$\sigma(T_K)^4$ MJ/m ² per day	T_C (°C)	$\sigma(T_K)^4$ MJ/m ² per day	T_C (°C)	$\sigma(T_K)^4$ MJ/m ² per day
1.0	27.70	17.0	34.75	33.0	43.08
1.5	27.90	17.5	34.99	33.5	43.36
2.0	28.11	18.0	35.24	34.0	43.64
2.5	28.31	18.5	35.48	34.5	43.93
3.0	28.52	19.0	35.72	35.0	44.21
3.5	28.72	19.5	35.97	35.5	44.50
4.0	28.93	20.0	36.21	36.0	44.79
4.5	29.14	20.5	36.46	36.5	45.08
5.0	29.35	21.0	36.71	37.0	45.37
5.5	29.56	21.5	36.96	37.5	45.67
6.0	29.78	22.0	37.21	38.0	45.96
6.5	29.99	22.5	37.47	38.5	46.26
7.0	30.21	23.0	37.72	39.0	46.56
7.5	30.42	23.5	37.98	39.5	46.85
8.0	30.64	24.0	38.23	40.0	47.15
8.5	30.86	24.5	38.49	40.5	47.46
9.0	31.08	25.0	38.75	41.0	47.76
9.5	31.30	25.5	39.01	41.5	48.06
10.0	31.52	26.0	39.27	42.0	48.37
10.5	31.74	26.5	39.53	42.5	48.68
11.0	31.97	27.0	39.80	43.0	48.99
11.5	32.19	27.5	40.06	43.5	49.30
12.0	32.42	28.0	40.33	44.0	49.61
12.5	32.65	28.5	40.60	44.5	49.92
13.0	32.88	29.0	40.87	45.0	50.24
13.5	33.11	29.5	41.14	45.5	50.56
14.0	33.34	30.0	41.41	46.0	50.87
14.5	33.57	30.5	41.69	46.5	51.19
15.0	33.81	31.0	41.96	47.0	51.51
15.5	34.04	31.5	42.24	47.5	51.84
16.0	34.28	32.0	42.52	48.0	52.16
16.5	34.52	32.5	42.80	48.5	52.49

ملخص الموازنة الإشعاعية (Radiation Balance Summary)

إذا أخذنا في الاعتبار الحسابات والبيانات المناخية، فإن الموازنة الإشعاعية لحساب الإشعاع الشمسي الصافي تتم وفقاً للخطوات التالية:

1. قيم T_{max} ، T_{min} ، n (ساعات سطوع الشمس)، يتم توفيرها من بيانات محطة الإبرصاد.
2. يتم تحديد عدد ساعات النهار (N) من الجداول رقم 7 و 8.
3. يتم حساب نسبة (n/N) .
4. يتم تحديد الإشعاع الخارجي (R_a) من الجداول رقم 5 و 6.

$$R_s = \left[0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right] R_a \quad .5$$

$$R_{ns} = 0.77 R_s \quad .6$$

$$R_{so} = \left[0.75 + \frac{2z}{100000} \right] R_a \quad .7$$

8. يتم تحديد ضغط بخار الماء (e_a) من المعادلة.

9. يتم تحديد قيمة $\sigma(T_K)^4$ من الجدول رقم 9.

$$R_{nl} = \left[\frac{\sigma(T_{max,K})^4 + \sigma(T_{min,K})^4}{2} \right] * (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) * \left[135 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right] R_a \quad 10$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad 11$$

تأثير حرارة التربة G (Soil heat flux)

يعد تأثير حرارة التربة من المدخلات المطلوبة في معادلة Penman-Monteith لمنظمة الأغذية والزراعة. حيث أن الطاقة التي يتم استخدامها في تسخين التربة هي أحد مكونات معادلة توازن الطاقة ويجب أخذها في الاعتبار عند عمل تقديرات التبخر.

$$G = 0.4 \exp(-0.5 \text{ LAI}) R_n$$

حيث G هي كمية حرارة التربة، LAI معامل مساحة اوراق النبات (Leaf Area Index)، R_n الإشعاع الصافي.

حجم تدفق حرارة التربة تحت السطح المرجعي للعشب لمدة يوم واحد وعشرة أيام صغير نسبياً ويمكن تجاهله لجميع الأغراض العملية. ومن ثم يمكن تجاهلها في حسابات التبخر المرجعي.

الباب الخامس

تطور معادلات حساب التبخر

منذ نهاية القرن الثامن عشر تطورت الأساليب العملية في دراسة طبيعة الأشياء، وبرزت الدراسات التي توضح كيفية تفاعل وحركة المياه وذلك من خلال الدراسات التي قام بها العالم برنولي Bernoly وغيره من علماء عصر النهضة في أوروبا.

تطورت هذه العلوم حتى نهايات القرن التاسع عشر، حيث ظهرت محاولات لحساب احتياجات المحاصيل المائية بالإضافة إلى دراسات علماء الفيزياء لتفسير وتحليل عملية التبخر.

كان السعي بصورة عامة يهدف إلى إيجاد علاقات توضح عملية التبخر على أساس المنهج العلمي التجريبي، حيث تم عمل دراسات تعتمد على القياسات الدقيقة لعملية التبخر. في ذلك الوقت لم تكن هناك نظرية واضحة ودقيقة تدرج بيانات الإحصاء الجوية كمرجع للأغراض الزراعية، حيث كانت معظم الدراسات تحاول عمل معادلات ونماذج للتنبؤ بكمية التبخر بناءً على درجة حرارة الهواء أو الإشعاع الشمسي، بينما قليل من الدراسات أشارت إلى دور رطوبة الهواء، ولا توجد تفاصيل حول أثر سرعة الرياح بصورة مباشرة [32].

مع بداية القرن العشرين وحتى منتصفه تقريباً، تم إجراء العديد من الدراسات المتعلقة بالري، وأجريت التجارب الحقلية لتحديد العلاقة بين كمية المياه التي تستهلكها المحاصيل وإنتاجية تلك المحاصيل، كما أجريت العديد من الدراسات لتحديد وحساب التبخر من سطح التربة. كان الدافع الأساسي لدراسة التبخر هو تقدير كميات المياه المتبخرة من الخزانات والسدود.

تم تطوير مصطلح الاستخدام الاستهلاكي، (Consumption Use CU) كمؤشر لعملية احتياجات المحاصيل المائية بناءً على التبخر، وتم إجراء العديد من القياسات الموسمية لمختلف المحاصيل في ما بين عام 1890 حتى 1925. تطور هذا المصطلح لاحقاً وتم استبداله بمصطلح Evapotranspiration (التبخر الزراعي).

العوامل المؤثرة على التبخر الزراعي (Evapotranspiration) ET

يشير مصطلح **Evapotranspiration** باللغة الإنجليزية إلى الجمع بين العمليتين المنفصلتين لتبخر المياه من ناحية من سطح التربة بالتبخر، ومن ناحية أخرى من النبات الماء عبر عملية النتح.

كما ذكرنا آنفاً في أن المقصود من المصطلح هو الجمع بين عملية التبخر وعملية النتح، والتي تتم في سطح الأرض التي تحوي نبات بصورة عامة، وعليه فإن ترجمة المعنى للمصطلح يمكن أن يعبر عنها بمصطلح (التبخر الزراعي)، بحيث يدل على عملية التبخر من الأراضي التي تحتوي على النبات، والذي يعطي معنى مباشر للعملية وبصورة مختصرة.

مع تطور الدراسات حول تأثير المناخ على عملية النتج بواسطة النباتات، تبين أن الإشعاع الشمسي هو السبب الرئيس للتغير الكبير في العوامل البيئية وله تأثير مباشر على عملية النتج، تمت هذه الدراسات في أمريكا ونشرت نتائجها في العام 1916.

في تلك الفترة تطورت المفاهيم المتعلقة بتأثير الغطاء النباتي ودرجة نمو النباتات على عملية الري، ووضعت هذه الدراسات المهمة الأساس المرجعي لتقديرات التبخر الزراعي. تم استخدام المحصول المرجعي وهو المحصول الذي يوفر شرط أن يكون سطح التبخر سطح رطب يغطي الأرض تماماً، بحيث يكون التبخر الكلي للأرض الزراعية ناتجاً عن عملية النتج فقط ولا تبخر من التربة، وعليه من أبرز مواصفات هذا المحصول أن يكون كثيفاً ويغطي سطح الأرض تماماً بحيث لا تظهر التربة ولا تتأثر بعملية التبخر، كما يجب أن يكون هذا المحصول مكثفي تماماً من المياه، حتى لا تكون هناك فواقد للمياه يمتصها النبات للنمو. كما يشترط في هذا المحصول أن يكون طوله في مستوى واحد بحيث يكون هناك تجانس تام على سطح التبخر قدر الإمكان. هناك نوعان أساسيان من المحاصيل المرجعية ولا يزالان قيد الاستخدام في جميع أنحاء العالم، وهما العشب (Grass)، والبرسيم (Alfalfa)، والتي تنطبق عليها المواصفات المذكورة أعلاه.

طرق حساب التبخر الزراعي

بحلول عام 1940، ظهرت الدراسات البحثية التي تركز على تقدير التبخر الزراعي بشكل موسمي. بدأ المهندسون في دراسة معدل استهلاك المحاصيل لمياه الري مع الأخذ في الاعتبار الظروف المناخية بشكل أساسي. في تلك الحقبة تم تطوير العديد من المعادلات التجريبية، وقد تم استخدام معظمها للأغراض الهندسية المتعلقة بحساب حقوق المياه المختلفة، وكان متوسط درجة حرارة الهواء هو العامل المناخي الرئيس المستخدم في تلك المعادلات. في العام 1924 قام العالم الأمريكي هادك (Hedke) بعمل دراسة لتقدير التبخر الزراعي، مستنداً على فرضية أن الحرارة المستهلكة في عملية التبخر الزراعي يمكن حسابها من خلال معرفة الطاقة المتاحة، وكانت النظرية بصورة عامة سليمة، إلا أنه لم يأخذ بعين الاعتبار تأثير الطاقة الشمسية.

تستعمل هذه الطرق نسبة لصعوبة التحصل على قياسات دقيقة في الحقل. وفي الغالب تستخدم هذه الطرق في المناطق التي يكون مناخها والطرق الفلاحية فيها تختلف عن الأماكن التي أنشئت فيها في الأصل. واختيار طريقة ما تعتمد على نوع المعلومات المناخية المتاحة وكذلك على الدقة المطلوبة لتحديد الاحتياجات المائية، وأبرز هذه الطرق هي:

معادلة بليني-كريدل (Blaney-Criddle)

في عشرينات القرن الماضي، قام العالم بليني بقياس التبخر الزراعي بواسطة محصول البرسيم في مدينة كاليفورنيا، عن طريق أخذ عينات من التربة. من ثم طور معادلة لتقدير التبخر الزراعي معتمداً على متوسط

درجة حرارة الهواء، والنسبة المئوية لساعات النهار، ومتوسط مقدار الرطوبة. تم تعديل هذا المنهج لاحقاً بمشاركة العالم كريدل Criddle، ليتم تعريف المعادلة **Blaney-Criddle** في العام 1950^[33]. من أكبر ما يميز معادلة بلاني وكريدل هو ملائمتها لحساب التبخر في المناطق الجافة وشبه الجافة من العالم وبذلك شاع استخدامها بشكل كبير في تلك المناطق.

هذه الطريقة مقترحة للأماكن التي تتوفر فيها معلومات مناخية عن درجة حرارة الهواء، وعدد ساعات النهار، كما تستعمل هذه الطريقة لفترات يجب ان لا تقل عن شهر، والمعادلة:

$$ET_o = p[0.457 T_{mean} + 8.128]$$

حيث:

ET_o = Reference evapotranspiration [mm day^{-1}] (monthly) التبخر الزراعي المرجعي

T_{mean} = Mean daily temperature [$^{\circ}\text{C}$] $\{T_{mean} = (T_{max} + T_{min})/2\}$ متوسط درجة الحرارة اليومية

p = Mean daily percentage of annual daytime hours النسبة اليومية لمتوسط ساعات النهار السنوية

معادلة ثورنثوايت (Thornthwaite)

في عام 1939، طبق العالمان ثورنثوايت وهولزمان (Thornthwaite-Holzman) نظرية النقل الديناميكي الهوائية لحساب التبخر الزراعي. واقترحوا طريقة تتطلب قياس سرعة الرياح والرطوبة على ارتفاعين فوق السطح. على الرغم من أن هذه النظرية مقبولة من الناحية النظرية، إلا أنه كان من الصعب تطبيقها عملياً نظراً لصعوبة وتكلفة إجراء القياسات بدقة.

لاحقاً قام العالم ثورنثوايت، المتخصص في علمي المناخ والجغرافية الحيوية، بدراسة احتياجات الغطاء النباتي من الماء لحساب التبخر الزراعي^[34]. فقد قام في بداية الأمر بحساب مؤشر منفصل لكل شهر ثم جمع هذه المؤشرات الشهرية لحساب المؤشر السنوي العام، ويستعمل هذا المؤشر العام لحساب التبخر الزراعي. إن هذا المعامل، يأخذ بعين الاعتبار كمية الأمطار، ومدة الإشعاع، ودرجة الحرارة. كما طور من هذا المؤشر معامل آخر يمكنه من الانتقال من تقدير مياه الري بشكل الشهري إلى السنوي.

$$ET_o = C(T_{mean})^a$$

حيث:

ET_o = Potential evapotranspiration; التبخر الزراعي المرجعي

T_{mean} = Mean monthly temperature, $^{\circ}\text{C}$; متوسط درجة الحرارة الشهرية

c, a = Climatological constants for the area latitude and the month for specific crops. ثوابت للظروف المناخية لخط العرض والشهر لمحاصيل معينة.

من أجل تسهيل عملية حساب التبخر الزراعي قام ثورنثوايت بوضع جداول خاصة لمختلف المعاملات التي يستعملها في الحسابات المطلوبة. تبين أن طريقة ثورنثوايت لعام 1948، ذات أفضلية لتقدير دقيق في المناخات الرطبة وتقلصت إلى حد كبير في المناخات الجافة [32].

معادلة جنسن وهائيس (Jensen-Haise)

في سنة 1963، طور العالمان جنسن وهائيس معادلة لتقدير التبخر الزراعي، تعتمد على الطاقة الشمسية والإشعاع، ودرجة حرارة الهواء المتوسطة، وذلك للمحاصيل في حالة الغطاء النباتي الكامل. كان الهدف من الدراسة هو تعريف المهندسين بأهمية بتطبيق واستخدام مفهوم توازن الطاقة (بصورة خاصة دور الطاقة الشمسية والإشعاع)، للحصول على تقديرات دقيقة للتبخر الزراعي [35]. في ذلك الوقت، كان يُعتقد أن معادلة بنمان Penman معقدة جدًا للاستخدام العملي، نظرًا لطبيعة الحسابات المعقدة وبيانات الطقس المتعددة التي يتم جمعها خلال تلك الفترة، بالإضافة إلى الحاجة لتدريب المهندسين. والمعادلة المبسطة لجنسن وهائيس تذكر على النحو التالي:

$$ET_o = [0.0252 T_{mean} + 0.078] R_s$$

حيث:

ET_o = Reference evapotranspiration [mm day^{-1}] التبخر الزراعي المرجعي

T_{mean} = Mean daily temperature [$^{\circ}\text{C}$] { $T_{mean} = (T_{max} + T_{min}) / 2$ } متوسط درجة الحرارة اليومية

R_s = Solar or shortwave radiation (MJ/m^2 per day). الإشعاع الشمسي المباشر ذو الموجات القصيرة.

معادلات هارجريفز (Hargreaves)

في ولايتي كاليفورنيا ويوتا الأمريكيتين، قام العالمان كريستيانسن وهارجريفز، بتطوير سلسلة من المعادلات لحساب التبخر من العشب استنادًا إلى درجة حرارة الهواء وبيانات الرطوبة، من أجل تحديد التبخر الزراعي المرجعي [36]. وقد قاموا فيما بعد بتخفيض متطلبات بيانات الطقس إلى درجة حرارة الهواء والإشعاع خارج الغلاف الجوي المحسوب، للتنبؤ بالطاقة المحتملة المتاحة، واستخدموا الفرق بين درجات الحرارة القصوى والدنيا للهواء لتقدير تأثير الرطوبة النسبية والغيوم. وكان تتويج هذه الجهود هو معادلة هارجريفز لعام 1985، المقبولة على نطاق واسع، لحساب التبخر الزراعي المرجعي [37].

$$ET_o = 0.0135 * R_s [T_{mean} + 17.8]$$

حيث:

ET_o = Reference evapotranspiration [mm day^{-1}] التبخر الزراعي المرجعي

T_{mean} = Mean daily temperature [$^{\circ}\text{C}$] { $T_{mean} = (T_{max} + T_{min}) / 2$ } متوسط درجة الحرارة اليومية

R_s = Solar or shortwave radiation (MJ/m^2 per day). الإشعاع الشمسي المباشر ذو الموجات القصيرة.

معادلة بنمان (Penman)

تم تطوير معادلة دقيقة لحساب التبخر بواسطة عالم الفيزياء البريطاني، هاورد بنمان Howard Penman، خلال الحرب العالمية الثانية بغرض دعم المجهود الحربي. كان هدفه التنبؤ بدرجة جفاف سطح التربة ومستوى رطوبتها في مناطق أوروبا الغربية، وذلك لتحديد إمكانية تقدم وتحرك دبابات وشاحنات الحلفاء دون حدوث أي مشاكل في الطريق^[38]. انحرف العالم البريطاني بنمان عن النهج الهندسي الأمريكي التقليدي لتقدير التبخر الزراعي، والذي كان يعتمد إلى حد كبير على التجارب والبيانات الجوية المتاحة. حيث قام لأول مرة بإدخال مفهوم توازن الطاقة الإشعاعية وتأثيرها في عملية التبخر، بالإضافة لعوامل الطقس الأخرى. كان فهم بنمان الشامل للعمليات الفيزيائية المرتبطة بالتبخر الزراعي وتأثير النباتات واضحاً، حيث اقترح أن كل من البيولوجيا والتربة علم ينبغي أن تكمل الفيزياء في تطوير منهجية تقدير التبخر الزراعي. حاول بنمان حصر العوامل التي تؤثر على عملية التبخر الزراعي. ولخص هذه العوامل في درجة العرض، الفصل، ضغط بخار الماء، درجة الحرارة، النسبة بين مدة الإشعاع الشمسي الفعلي ومدته النظرية والغطاء النباتي.

في العام 1948 بدأ بتطبيق مبادئ الفيزياء، ومزجها نظرياً مع عوامل الطقس في شكل معادلة توازن الطاقة، ثم قام بدمج توازن الطاقة والتعبيرات الديناميكية الهوائية باستخدام مفهوم نسبة بوين، لإستيعاب جميع المصطلحات المتعلقة بالقياسات على سطح التبخر. وكانت النتيجة معادلة بنمان "المختلطة"، والتي كانت تتطلب فقط قياسات درجة حرارة الهواء والرطوبة وسرعة الرياح، إلى جانب الإشعاع الشمسي^[39]. والشكل المعدل للعلاقة كالآتي:

$$ET_o = \left[\frac{\Delta (R_n - Q_t) + \gamma E_a}{\lambda (\Delta + \gamma)} \right]$$

حيث:

- ET_o = Reference evapotranspiration [mm day^{-1}] التبخر الزراعي المرجعي
- λ = latent heat in (MJ/m^2 per day) الحرارة الكامنة
- γ = psychrometric constant in $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ الثابت السكروميتري
- Δ = the slope of the saturation vapor pressure curve in $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ انحدار منحنى ضغط البخار
- $(R_n - Q_t)$ = the net radiation minus the change in energy storage in (MJ/m^2 per day).
- E_a = bulk aerodynamic expression (MJ/m^2 per day), containing an empirical wind function

أصبحت معادلة بنمان واسعة الانتشار خاصة في الولايات المتحدة في فترة السبعينيات والثمانينيات، وذلك عندما تم تطوير نماذج محوسبة لجدولة الري، والتي تتطلب تقديرات أكثر دقة للتبخر الزراعي على أساس يومي، وأيضاً الطفرة الكبيرة والتطورات الضخمة في أجهزة الكمبيوتر القائمة على السيليكون والمعالجات الدقيقة، وأدوات تسجيل البيانات الإلكترونية، بتكلفة منخفضة نسبياً. تعمل أدوات تسجيل البيانات هذه تلقائياً على جمع بيانات الطقس المختلفة، والمطلوبة لمعادلة بنمان، حيث أن معادلة بنمان دقيقة إلى حد ما إلا أن توفير البيانات كان يشكل تحدياً كبيراً.

معادلة بنمان - مونتيث ((Penman-Monteith (PM))

قام الباحث جون مونتيث، سنة 1965، بإعادة صياغة معادلة بنمان باستخدام معادلة أكثر تفصيلاً لمكون النقل الديناميكي الهوائي. تضمنت هذه المعادلة عوامل جديدة للمقاومة الديناميكية الهوائية والمقاومة السطحية. قدمت هذه التعديلات مرونة للتطبيق على مجموعة واسعة من السطوح وأنواع النباتات [40].

معادلة بنمان-مونتيث تعديل الفاو ((FAO (Penman-Monteith (PM))

تم احداث تغيير على معادلة بنمان-مونتيث من قبل لجنة الخبرة الاستشارية لمنظمة الأغذية والزراعة (FAO)، حيث ذكرت هذه اللجنة بان معادلة بنمان-مونتيث هي أفضل الطرق لتقدير التبخر الزراعي [41]. وتم عمل بعض التعديلات الطفيفة المتعلقة بالعوامل البيئية، وتستخدم هذه الطريقة قيم ثابتة لمقاومة سطح النبات وارتفاع المحصول. ولإجراء العمليات الحسابية بهذه الطريقة لابد من معرفة قيم عناصر المناخ، من قبل محطات الارصاد الجوية. وتنص المعادلة على الآتي:

$$ET_o = \left[\frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) VDP * u_2}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \right]$$

حيث:

ET_o = daily reference ET [mm/d], for longer periods 900 becomes 37, التبخر الزراعي المرجعي

T = mean air temperature C, متوسط درجة الحرارة اليومية

VPD = vapor pressure deficit [kPa], عجز ضغط بخار الماء

u_2 = wind speed at 2 m high [m/s] سرعة الهواء

R_n = net radiation at the crop surface [MJ/m² per day] الإشعاع الصافي

Δ = slope vapour pressure curve [kPa°C⁻¹] انحدار منحنى ضغط البخار

γ = psychrometric constant [kPa°C⁻¹] الثابت السكروميتري

G = soil heat flux density [MJ/m² per day] تأثير حرارة التربة

خلاصة طرق حساب التبخر

طرق تقدير كميات مياه الري بالنسبة لمحصول محدد ظهرت نتيجة للتحديات الماثلة من شح في المياه والموارد. تطورت طرق تقدير مياه الري نسبة لعدم توفر القياسات الدقيقة بصورة مستمرة في كافة المواقع الزراعية. وخلال التاريخ الحديث، ازدادت التحديات لمعرفة وتحديد أدق لكمية المياه المطلوبة وساهم في تسهيل ذلك التطور التكنولوجي الكبير.

تمثل معادلة بنمان مونتيث، المعدلة عبر منظمة الفاو، أفضل الطرق المستخدمة والمجربة لتقدير كمية التبخر الزراعي بدقة. في الأخير يجب أن نشير إلى أن هذه المعادلة وغيرها، تبقى عبارة عن وسائل مساعدة لحساب الموازنة المائية وذلك في ظل غياب أجهزة القياس. فالنتائج المتحصل عليها، باستعمال هذه المعادلات، تختلف من موقع لآخر، وتكون أكبر من الواقع في بعض المحطات وفي بعض الفصول. وأحيانا تكون هذه النتائج أقل في محطات أخرى في فصول أخرى.

لذلك من الأفضل دوماً استعمال نتائج القياسات، إن وجدت الأجهزة، لأنها تراعي الواقع. في حالة عدم توفر الأجهزة، يجب اختيار أحد هذه المعادلات، ويبني هذا الاختيار على الخصائص الجغرافية والمناخية الخاصة بكل إقليم، وذلك بعد عمل التجارب والحسابات اللازمة للحصول على أدق النتائج.

ملحق

استخدام معادلة بنمان-مونتيث المعدلة بواسطة
منظمة الفاو

لحساب التبخر الزراعي

(مرفق من موقع <https://farmwest.com/>)

FAO PENMAN-MONTEITH EQUATION: CALCULATIONS AND OPTIONS FOR SUBSTITUTIONS FOR MISSING DATA

The FAO Penman-Monteith equation allows for data that is missing to be estimated or calculated using other available data. In some cases there is more than one option of how to calculate or estimate the missing data. This section describes all the options available. Appendix B focuses on the calculations required to calculate ET_o using only temperature data.

Summarized from “Crop evapotranspiration, Guidelines for computing crop water requirements” (FAO paper 56, 1998)

$$ET_o = \left[\frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (VPD)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \right]$$

Where:

ET_o = daily reference ET [mm/d], for longer periods 900 becomes 37

T = air temperature at 2 m high [$^{\circ}\text{C}$]

VPD = vapor pressure deficit [kPa]

u_2 = wind speed at 2 m high [m/s] = 2 m/s

R_n = net radiation at the crop surface [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

Δ = slope vapour pressure curve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

γ = psychometric constant [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

G = soil heat flux density [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

TEMPERATURE, T

The mean of the maximum and the minimum recorded temperatures.

$$T = \left(\frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \right)$$

Where

$T_{\max}$ = maximum temperature [$^{\circ}\text{C}$]

$T_{\min}$ = minimum temperature [$^{\circ}\text{C}$]

Adjust temperatures of non-reference climate station, where T_{dew} is available

Climate stations used to make observations for reference ET_o should be surrounded by a well watered crop. As this is not the case with most climate stations in BC. Therefore, the temperatures should be adjusted using the dew point temperature and a correction factor, K_o . K_o will be 2°C for all stations since the temperatures will be taken from a non-reference station.

$$(T_{\max})_{cor} = (T_{\max})_{obs} - \left(\frac{\Delta T - K_o}{2} \right)$$

$$(T_{\min})_{cor} = (T_{\min})_{obs} - \left(\frac{\Delta T - K_o}{2} \right)$$

Where:

$K_o = 2 \text{ } ^\circ\text{C}$ if the non-reference station is not compared to a reference station

$$\Delta T = T_{\min} - T_{\text{dew}}$$

$K_o = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ if ΔT is calculated using reference station data

$$\Delta T = (T_{\min} - T_{\text{dew}})_{n/\text{ref}} - (T_{\min} - T_{\text{dew}})_{\text{ref}}$$

$T_{\min}$ = minimum daily temperature [$^\circ\text{C}$]

$T_{\max}$ = maximum daily temperature [$^\circ\text{C}$]

T_{dew} = dew point temperature [$^\circ\text{C}$]

cor = corrected value

obs = observed value

VAPOUR PRESSURE DEFICIT, VPD [kPa]

$$VPD = (e_s - e_a)$$

$$e_T = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)$$

SATURATED VAPOUR PRESSURE, e_s [kPa]

Saturated vapour pressure is given by

however, when calculating for 24 hour time periods minimum and maximum daily temperatures should be used:

$$e_s = \frac{e_{(T_{\max})} + e_{(T_{\min})}}{2}$$

Where:

$$e_{(T_{\min})} = 0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right)$$

$$e_{(T_{\max})} = 0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T_{\max}}{T_{\max} + 237.3} \right)$$

Actual vapour pressure where Tdew is available, e_a [kPa]

$$e_a = 0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237.3} \right)$$

Actual vapour pressure where RH is available, e_a [kPa]

$$e_a = \frac{RH_{\text{mean}}}{100} \left[\frac{e_{(T_{\max})} + e_{(T_{\min})}}{2} \right]$$

Where:

RH_{mean} = mean relative humidity [%]

Actual vapour pressure where only Tmin is available, e_a [kPa]

The equation assumes that the dew point temperature (T_{dew}) is near the minimum temperature ($T_{\min}$). This assumes that at sunrise when the air is close to $T_{\min}$, the air is nearly saturated with water vapour and relative humidity is near 100%.

This assumption holds for locations where the cover crop is well watered.

For arid regions the air may not be saturated when the temperature is $T_{\min}$.

Subtracting 2 to 3 °C from $T_{\min}$ would better approximate the value used for $T_{\min}$ in the equation. Replace T_{dew} with $(T_{\min} - K_o)$.

$$e_a = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 (T_{\min} - K_o)}{(T_{\min} - K_o) + 237.3} \right]$$

Where:

$K_o = 0$ °C for humid and sub-humid climates

$K_o = 2$ °C for arid and semi-arid climates.

WIND SPEED

Where wind speed data is available, u_2 [m/s]

Meteorological anemometers record information at 10m from the ground surface.

$$u_2 = u_y \left[\frac{4.87}{\ln(67.8 y - 5.42)} \right]$$

Agrometeorological anemometers are located 2-3 m above the ground. The wind information can be adjusted if the height of the instrument is known. (FAO, p55-56)

Where:

y = height of instrument above ground [m]

u_y = measured wind speed at y meters above ground level [m s⁻¹]

u₂ = wind speed at 2 m above ground [m s⁻¹]

Where wind speed data is not available, u₂ [m/s]

Where wind data is not available, use a value that is greater than or equal to 0.5 m/s in the ET_o equation.

The average worldwide value used as a temporary estimate is **2 m/s**.

NET RADIATION, R_n [MJ m⁻² d⁻¹]

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

Where:

R_{ns} = net solar radiation [MJ m⁻² d⁻¹]

R_{nl} = net long wave radiation [MJ m⁻² d⁻¹]

Net solar radiation, R_{ns} [MJ m⁻² d⁻¹]

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$$

Where:

R_s = solar radiation [MJ m⁻² d⁻¹], see section below

α = albedo or canopy reflection coefficient which is 0.23 for the hypothetical reference crop.

Solar Radiation if sunshine hours, n, is not available, R_s [MJ m⁻² d⁻¹] (p60)

Because the amount of radiation reaching the earth is reflected in the minimum and maximum temperatures the following equation can be used to estimate solar radiation. It is not appropriate to import radiation data from other stations because of the difference in exposures due to the mountainous and coastal areas.

For island conditions using only temperature to estimate R_s is not appropriate due to the effects of the surrounding water body.

$$R_s = K_{Rs} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a$$

Where:

- R_s = Solar radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],
 R_a = extraterrestrial radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], see section below
 K_{Rs} = 0.16 for interior locations
 K_{Rs} = 0.19 for coastal locations

Solar Radiation if sunshine hours, n , is available, R_s [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] (p50)

$$R_s = \left(0.25 + 0.50 \frac{n}{N} \right) R_a$$

Where:

- n = sunshine hours recorded [hour]
 R_a = extra terrestrial radiation, [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]
 N = available duration of sunshine hours [hour]

There are lookup tables referenced by month and degrees latitude (FAO 1998, p220) to determine N . Interpolation of the table is required.

Or calculate:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$$

Where:

- ω_s = sunset hour angle, see below for complete calculation [rad]
 R_a = extra terrestrial radiation, [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

Extra terrestrial radiation, R_a [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

Use lookup table referenced by month and degrees latitude (FAO 1998p219), to determine extraterrestrial. Interpolation of the table is required.

Or calculate:

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

Where:

- G_{sc} = 0.082 [$\text{MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$], solar constant
 d_r = inverse relative distance Earth-Sun

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

- ω_s = sunset hour angle [rad]

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$

ϕ = latitude [rad]

$$\phi(rad) = \frac{\pi}{180} lat(^{\circ})$$

δ = solar declination [rad]

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right)$$

J = Julian day

$$J = \text{int}\left[275\left(\frac{M}{9}\right) - 30 + D\right] - 2$$

Where:

M = month

D = day

(note: $24 \times 60 \times G_{sc}/3.14 = 37.6$)

(note: $2 \times 3.14/365 = 0.0172$)

Clear Sky Solar Radiation, R_{so} [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

$$R_{so} = [0.75 + 2 \times 10^{-5} z] R_a$$

Where:

z = elevation of climate station above sea level [m]

Net longwave radiation, R_{nl} [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

$$R_{nl} = \sigma \frac{(T_{\max} + 273.16)^4 + (T_{\min} + 273.16)^4}{2} (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left[1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35\right]$$

Where all variables are calculated above or known.

$$\sigma = 4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

SLOPE VAPOUR PRESSURE CURVE, Δ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

$$\Delta = 4098 \left[\frac{0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right)}{(T + 237.13)^2} \right]$$

Where:

T = mean temperature, [°C]

PSYCHOMETRIC CONSTANT, γ [kPa/°C]

$$\gamma = 0.665 \times 10^{-3} P$$

Where:

P = atmospheric pressure, [kPa]

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.26}$$

Where:

z = elevation above sea level, [m]

SOIL HEAT FLUX DENSITY, G

Ignored for daily calculations

PROCEDURE FOR CALCULATING ET_o USING FAO PENMAN-MONTEITH WITH ONLY MINIMUM AND MAXIMUM TEMPERATURE

DATA REQUIRED:

Elevation, metres [m]
 Latitude, degrees [°]
 Minimum Temperature, degree Celsius [°C]
 Maximum Temperature, degree Celsius [°C]
 Classification as Coastal or Interior
 Classification as Arid or Humid
 Julian day

DATA ASSUMED OR CONSTANTS:

Wind speed	2 m/s
Albedo or canopy reflection coefficient, α	0.23
Solar constant, G_{sc}	0.082 MJ ⁻² min ⁻¹
Interior and Coastal coefficients, K_{Rs}	0.16 for interior locations 0.19 for coastal locations
Humid and arid region coefficients, K_o	0 °C for humid / sub-humid climates 2 °C for arid / semi-arid climates

PROCEDURE:

1. Calculate mean air temperature, T [°C]

$$T = \left(\frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \right)$$

2. Calculate actual vapour pressure, e_a [kPa]
 Use minimum temperature and adjustment factor depending on climate classification humid or semi-arid.

$$e_a = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 (T_{\min} - K_o)}{(T_{\min} - K_o) + 237.3} \right]$$

where:

$K_o = 0$ °C for humid and sub-humid climates
 $K_o = 2$ °C for arid and semi-arid climates

Stations are classified as coastal and interior, interior stations are considered semi-arid, while coastal stations are considered to be humid.

3. Calculate saturated vapour pressure for $T_{\max}$, $e_{(T_{\max})}$ [kPa]

$$e_{(T_{\max})} = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{\max}}{T_{\max} + 237.3} \right]$$

4. Calculate saturated vapour pressure for $T_{\min}$, $e_{(T_{\min})}$ [kPa]

$$e_{(T_{\min})} = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right]$$

5. Calculate saturated vapour pressure, e_s [kPa]

$$e_s = \left(\frac{e_{(T_{\min})} + e_{(T_{\max})}}{2} \right)$$

where:

$$e_{(T_{\max})} = \text{Step 3}$$

$$e_{(T_{\min})} = \text{Step 4}$$

6. Calculate inverse relative distance Earth-Sun, d_r [rad]

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\frac{2 \pi}{365} J \right)$$

where:

$$J = \text{Julian day}$$

7. Convert latitude to radians, ϕ [rad]

$$\phi(\text{rad}) = \frac{\pi}{180} \text{lat}(^{\circ})$$

where:

$$\text{lat} = \text{latitude of station in degrees}$$

8. Calculate solar declination, δ [rad]

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2 \pi}{365} J - 1.39 \right)$$

where:

$$J = \text{Julian day}$$

9. Calculate sunset hour angle, ω_s [rad]

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$

where:

$$\delta = \text{Step 7}$$

$$\varphi = \text{Step 8}$$

10. Calculate extraterrestrial radiation, R_a [$\text{MJm}^{-2} \text{day}^{-1}$]

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

where:

$$d_r = \text{Step 6}$$

$$\varphi = \text{Step 7}$$

$$\delta = \text{Step 8}$$

$$\omega_s = \text{Step 9}$$

$$G_{sc} = \text{solar constant} = 0.082 \text{ MJm}^{-2} \text{min}^{-1}$$

11. Calculate clear sky solar radiation, R_{so} [$\text{MJm}^{-2} \text{day}^{-1}$]

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} Z) R_a$$

where:

$$Z = \text{elevation of climate station above sea level [m]}$$

$$R_a = \text{Step 10}$$

12. Calculate solar radiation, R_s [$\text{MJm}^{-2} \text{day}^{-1}$]

Use adjustment factor K_{Rs} depending on station location, coastal or interior

$$R_s = K_{Rs} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a$$

where:

$$K_{Rs} = 0.16 \text{ for interior locations}$$

$$K_{Rs} = 0.19 \text{ for coastal locations}$$

13. Calculate net longwave radiation, R_{nl} [$\text{MJm}^{-2} \text{day}^{-1}$]

$$R_{nl} = \sigma \frac{(T_{\max} + 273.16)^4 + (T_{\min} + 273.16)^4}{2} (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$$

where:

$$e_a = \text{Step 2}$$

$$R_s = \text{Step 12}$$

$$R_{so} = \text{Step 11}$$

$$\sigma = 4.903 \times 10^{-9} \text{ MJK}^{-4} \text{m}^{-2} \text{day}^{-1}$$

14. Calculate net solar radiation, R_{ns} [$\text{MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$$

where:

$$R_s = \text{Step 12}$$

$$\alpha = 0.23$$

15. Calculate net radiation, R_n [$\text{MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$]

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

where:

$$R_{ns} = \text{Step 14}$$

$$R_{nl} = \text{Step 13}$$

16. Calculate slope vapour pressure, Δ [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2}$$

17. Calculate atmospheric pressure, P [kPa]

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.26}$$

where:

$$z = \text{elevation above sea level [m]}$$

18. Calculate psychrometric constant, γ [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]

$$\gamma = 0.665 \times 10^{-3} P$$

where:

$$P = \text{Step 17}$$

19. Calculate evapotranspiration, ET_o

$$ET_o = \left[\frac{0.408 \Delta R_n + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \right]$$

PROCEDURE FOR CALCULATING ETo USING FAO PENMAN-MONTEITH WITH MINIMUM AND MAXIMUM TEMPERATURE AND SUNSHINE HOURS

DATA REQUIRED:

Elevation, metres [m]
 Latitude, degrees [°]
 Minimum Temperature, degree Celsius [°C]
 Maximum Temperature, degree Celsius [°C]
 Sunshine hours, hour [hr]
 Classification as Coastal or Interior
 Classification as Arid or Humid
 Julian day

DATA ASSUMED OR CONSTANTS:

Wind Speed	2 m/s
Albedo or canopy reflection coefficient, α	0.23
Solar constant, G_{sc}	0.082 MJ ⁻² min ⁻¹
Humid and arid region coefficients, K_o	0 °C for humid / sub-humid climates 2 °C for arid / semi-arid climates

Use the Same Procedure as out lined for Calculating ET using only temperature data. Step 12, the calculation of solar radiation, with the following calculation.

12. Calculate solar radiation, R_s [MJm⁻² day⁻¹]

$$R_s = \left(0.25 + 0.50 \frac{n}{N} \right) R_a$$

Where:

n = sunshine hours recorded [hour]
 R_a = extra terrestrial radiation, [MJ m⁻² d⁻¹]
 N = available duration of sunshine hours [hour]

There are lookup tables referenced by month and degrees latitude (FAO 1998, p220) to determine N . Interpolation of the table is required.

Or calculate:

$$N = \frac{24}{\pi} \times \omega_s$$

Where:

ω_s = sunset hour angle, see below for complete calculation [rad]
 R_a = extra terrestrial radiation, [MJ m⁻² d⁻¹]

المراجع والمصادر

- [1] Arabiaweather, "Weather," 2015. [Online]. Available: <https://www.arabiaweather.com/content/-ما-هو-الفرق-بين-مصطلحي-الطقس-والمناخ-؟>. [Accessed: 09-Mar-2019].
- [2] 2016. [Online]. Available: <https://www.arabiaweather.com/content/-ظاهرة-النينيا-ماهي-وما-الفرق-بينها-وبين-النينيو>. [Accessed: 01-Apr-2020].
- [3] FAO, "Early action and response for agriculture, food security and nutrition," 2016.
- [4] ح. الريماوي, *الدراسات الجغرافية*. وزارة التربية والتعليم في دولة فلسطين, 2018.
- [5] ر. فاضل, "الاشعاع الشمسي والعوامل المؤثرة في نسلة وصل الاسعة الى سطح الارض," 2020. [Online]. Available: <http://humanities.uobabylon.edu.iq/lecture.aspx?fid=10&lcid=87416>.
- [6] C. Brouwer and M. Heibloem, "Irrigation water management: irrigation water needs," *Train. Man.*, vol. 3, 1986.
- [7] WMO, "Guide to meteorological instruments and methods of observation," 2014.
- [8] Minhaji, "كشك الإرصاء الجوي," 2018. [Online]. Available: <https://minhaji.net/lesson/11674/أولا>. [Accessed: 08-Jan-2020].
- [9] Bureau of Meteorology, "Stevenson screen," 2018. [Online]. Available: <https://www.abc.net.au/news/2018-08-10/a-stevenson-screen/10096146?nw=0>. [Accessed: 15-Jan-2020].
- [10] GIS.HU, "Pan Evaporation & Meterology," 2017. [Online]. Available: https://www.youtube.com/watch?v=0d12_RGrDFg. [Accessed: 01-Feb-2020].
- [11] Climemet, "Thermo-Hygro Sensor," 2019. [Online]. Available: <https://www.climemet.com/collections/all-products/products/cm2-th-replacement-thermo-hygro-sensor-for-cm2000>. [Accessed: 24-Sep-2019].
- [12] Shoppingsquare, "Solar Powered Wireless 5" LCD Screen Weather Station," 2019. [Online]. Available:

- http://www.shoppingsquare.com.au/p_401264_Solar_Powered_Wireless_5_LCD_Screen_Weather_Station_with_PC_Connection. [Accessed: 24-Sep-2019].
- [13] GIS.HU, "Telemetry Station for Evaporation and Rainfall," 2017. [Online]. Available: <https://www.youtube.com/watch?v=2n4Ji3YkMwM>. [Accessed: 01-Feb-2020].
- [14] Inst-sim, "Maximum And Minimum Thermometer," 2018. [Online]. Available: <http://www.inst-sim.com/1/temperature/minimum-maximum-thermometer/>. [Accessed: 07-Sep-2019].
- [15] Lesley Zimmerman, "الغاز", 2014. [Online]. Available: <https://www.slideserve.com/lesley-zimmerman/6346212>. [Accessed: 09-Sep-2019].
- [16] 2017 "البارومتر", ربيع.م. [Online]. Available: <https://www.youtube.com/watch?v=Os4yx7drZtw>. [Accessed: 03-Feb-2020].
- [17] Youbeli, "Digital Hygrometer," 2019. [Online]. Available: <https://www.youbeli.com/26deg3bc2f26deg3bf-digital-thermometer-hygrometer-temperature-humidity-meter-max-p-2222752.html>. [Accessed: 14-Sep-2019].
- [18] M. Qurt, "ماذا تعني نقطة الندى ؟", 2018. [Online]. Available: <https://blogarabia.meteologix.com/dew/>. [Accessed: 08-Sep-2019].
- [19] أ. مشتهي, "جهاز الأنيوموتر", 2018 and جواد. [Online]. Available: https://web.facebook.com/lmAljghrafyaAlamt/posts/2179869622041852/?_rdc=1&_rdr. [Accessed: 04-Nov-2019].
- [20] M. Abdin, "عناصر المناخ", 2009. [Online]. Available: http://mohamedabdin17.blogspot.com/2009/03/blog-post_3419.html. [Accessed: 06-Nov-2019].
- [21] م. إبراهيم, "خرائط الطقس والمناخ", 2017 "دار المعرفة الجامعية", 2017. [Online]. Available: <https://www.geographyknowledge.com/2017/06/Wind-and-Measurement-ways.html>. [Accessed: 29-Apr-2020].
- [22] Shamalafricameteo, "طقس شمال أفريقيا ليبيا والدول المجاورة", 2018. [Online]. Available: https://web.facebook.com/shamalafricameteo/posts/1936220336459142/?_rdc=1&_rdr. [Accessed: 09-Jan-2020].

- [23] Mississippi WMO, "How a Tipping-Bucket Rain Gauge Works," 2017. [Online]. Available: <https://www.youtube.com/watch?v=ygLV8upFQ4>. [Accessed: 05-Sep-2019].
- [24] Met Office - Weather, "Measuring rainfall," 2010. [Online]. Available: <https://www.youtube.com/watch?v=JVOxLrMaWA8>. [Accessed: 08-Sep-2019].
- [25] L. Ahmad, R. H. Kanth, S. Parvaze, and S. S. Mahdi, *Experimental Agrometeorology: A practical manual*. Springer, 2017.
- [26] Scientificservices, "Pyranometer CMP 3," 2015. [Online]. Available: <https://scientificservices.eu/item/pyranometer-cmp-3/719>. [Accessed: 08-Jun-2019].
- [27] A. P. Savva and K. Frenken, *Crop water requirements and irrigation scheduling*. FAO Sub-Regional Office for East and Southern Africa Harare, 2002.
- [28] J. W. Knox, J. A. Rodriguez-Diaz, and T. M. Hess, "Estimating evapotranspiration by using atmometers for irrigation scheduling in a humid environment," *J. Irrig. Drain. Eng.*, vol. 137, no. 11, pp. 685–691, 2011.
- [29] M. E. Jensen, R. D. Burman, and R. G. Allen, "Evapotranspiration and irrigation water requirements," 1990.
- [30] math24, "Barometric Formula," 2020. [Online]. Available: <https://www.math24.net/barometric-formula/>. [Accessed: 03-May-2020].
- [31] J. Doorenbos and W. O. Pruitt, "Guidelines for prediction of crop water requirements," *FAO Irrig. Drain. Pap.*, vol. 24, 1977.
- [32] M. E. Jensen and R. G. Allen, "Evaporation, evapotranspiration, and irrigation water requirements," 2016.
- [33] H. F. Blaney and W. D. Criddle, "Determining water needs from climatological data," *USDA Soil Conserv. Serv. SOS-TP, USA*, pp. 8–9, 1950.
- [34] C. W. Thornthwaite, "An approach toward a rational classification of climate," *Geogr. Rev.*, vol. 38, no. 1, pp. 55–94, 1948.
- [35] M. E. Jensen and H. R. Haise, "Estimating evapotranspiration from solar radiation," *Proc. Am. Soc. Civ. Eng. J. Irrig. Drain. Div.*, vol. 89, pp. 15–41, 1963.
- [36] J. E. Christiansen and G. H. Hargreaves, "Irrigation requirements from

evaporation,” 1969.

- [37] G. H. Hargreaves and Z. A. Samani, “Reference crop evapotranspiration from temperature,” *Appl. Eng. Agric.*, vol. 1, no. 2, pp. 96–99, 1985.
- [38] H. L. Penman and R. K. Schofield, “Some physical aspects of assimilation and transpiration: Symposium of the Society of Experimental Biology, v. 5,” 1951.
- [39] H. L. Penman, “Vegetation and hydrology,” *Soil Sci.*, vol. 96, no. 5, p. 357, 1963.
- [40] J. L. Monteith, “Evaporation and environment,” in *Symposia of the society for experimental biology*, 1965, vol. 19, pp. 205–234.
- [41] R. G. Allen, L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, “Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56,” *Fao, Rome*, vol. 300, no. 9, p. D05109, 1998.