

الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية

لقياس عناصر المناخ

الدكتور مصطفى فلاح عبيد الحساني

الأستاذ الدكتور علي عبد الزهرة الوائلي

2024

551/6

و 298 الوثائلي ، علي عبدالزهره

الوسائل والطرق الرياضية والاحصائية لقياس عناصر

المناخ ، ط1، بغداد: مكتب دليير، 2024 ،

(224) ص، (18×25)سم

1. المناخ 2. التنبؤ الاحصائي -ا- الحسناني، مصطفى فلاح

عبيد(م.م) .ب- العنوان

2024/4597

المكتبة الوطنية / الفهرسة اثناء النشر

رقم الايداع في دار الكتب والوثائق ببغداد (4597) لسنة 2024

الرقم الدولي 978-9922-8259-6-0 ISBN

حقوق الطبع والنشر محفوظة للمؤلف



إِنَّ فِي خَلْقِ السَّمَاوَاتِ وَالْأَرْضِ وَاخْتِلَافِ اللَّيْلِ وَالنَّهَارِ وَالْفُلْكِ الَّتِي تَجْرِي
فِي الْبَحْرِ بِمَا يَنْفَعُ النَّاسَ وَمَا أَنْزَلَ اللَّهُ مِنَ السَّمَاءِ مِنْ مَّاءٍ فَأَحْيَا بِهِ الْأَرْضَ
بَعْدَ مَوْتِهَا وَبَثَّ فِيهَا مِنْ كُلِّ دَابَّةٍ وَتَصْرِيفِ الرِّيَّاحِ وَالسَّحَابِ الْمُسَخَّرِ بَيْنَ
السَّمَاءِ وَالْأَرْضِ لآيَاتٍ لِقَوْمٍ يَعْقِلُونَ

صَدَقَ اللَّهُ الْعَظِيمَ



سورة البقرة: آية- ﴿164﴾

(الإهداء)

الى /روح أبي وهو أخي وصديقي

أ.د علي الوائلي

الى / علماء ورواد علم الطقس والمناخ

د.مصطفى الحساني

(فهرست المحتويات)

الصفحة	الموضوع	ت
3	آية من الذكر الحكيم	1
5	الإهداء	2
13-7	فهرست المحتويات	3
14-13	فهرست الجداول	4
15	فهرست الإشكال البيانات	5
16-15	فهرست الصور	6
18-17	المقدمة	7
53-19	الفصل الأول : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لقياس الإشعاع الشمسي	8
22-21	أولاً : أنواع الإشععة الشمسية	9
22-21	1- أنواع الإشععة الشمسية حسب الطول الموجي :	10
21	أ- الإشععة فوق البنفسجية	11
22	ب- الإشععة المرئية	12
22	ج- الإشععة تحت الحمراء	13
22	2- أنواع الإشععة الشمسية حسب التأثير البيولوجي	14
22	أ- الإشععة القصيرة المرئية	15
22	ب- الإشععة الطويلة المرئية	16
22	ج- الإشععة تحت الحمراء	17
22	3- أنواع الإشععة الشمسية حسب الأصل الفيزيائي	18
22	أ- الأشعة الكونية	19
22	ب- الإشععة الكهرومغناطيسية	20
24-22	ثانياً : العوامل المؤثرة على توزيع الإشعاع الشمسي	21
23-22	1- البعد بين الأرض والشمس	22
23	2- زاوية سقوط الإشعاع الشمسي	23
24-23	3- طول النهار	24
24	4- نوعية السطح وكثافة الغطاء الخضري	25

24	5- درجة صفاء السماء	26
32-25	ثالثاً : حساب قيم الإشعاع الشمسي والتنبؤ به	27
27-25	1- نماذج بوكس-جينكنز	28
30-28	2- التنبؤ بطريقة المتوسطات المتحركة	29
32-30	3- معادلة انغستروم	30
33-32	رابعاً : قياس زاوية الشمس	31
32	1- الإزاحة الزاوية للشمس	32
33-32	2- تحديد زاوية الساعة	33
36-33	خامساً : حساب قيم الإشعاع الشمسي المباشر والمنتشر والكلي	34
34-33	1- الإشعاع الشمسي العمودي المباشر	35
35-34	2- الإشعاع الشمسي المنتشر	36
36-35	3- الإشعاع الكلي	37
40-36	سادساً : معادلات الموازنة الإشعاعية	38
45-40	سابعاً : معادلات لحساب التغير السنوي للإشعاع الشمسي الفعلي والاتجاه العام له	39
41-40	1- حساب معدل التغير السنوي	40
45-41	2- حساب معدل الاتجاه العام	41
50-45	ثامناً : معادلات لحساب الطاقة الشمسية	42
48-46	1- حساب زوايا ميل الألواح الشمسية	43
50-48	2- حساب المسافة المطلوبة بين صفوف الألواح الشمسية	44
101-55	الفصل الثاني : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب درجة الحرارة	45
63-57	أولاً : درجة الحرارة (أجهزة قياسها وحساب موسطاتها والعوامل المؤثرة فيها)	46
57	1- قياس درجة الحرارة	47
57	أ- مقياس الحرارة العادي (الثيرمومتر)	48
58	ب- مقياس درجة الحرارة العظمى	49
58	ج- مقياس درجة الحرارة الصغرى	50
58	د- محرار النهايتين العظمى والصغرى	51

58	هـ- المحرار المسجل	52
58	و- الثيرمو متر الحراري ذو المعدنين	53
59-58	2- حساب متوسطات الحرارة	54
59	3- خطوط الحرارة المتساوية	55
59	4- الشذوذ الحراري	56
60	5- الانقلاب الحراري	57
61-60	6- التغير العمودي (الرأسي) في درجة حرارة الهواء	58
61	7- التغير اليومي لدرجة الحرارة	59
62-61	8- التغير السنوي لدرجة الحرارة	60
63-62	9- تباين درجة الحرارة بين منطقة الى أخرى	61
66-63	ثانياً : نظم قياس درجة الحرارة	62
65	1- النظام المثوي	63
66-65	2- النظام الفهرنبايتي	64
66	3- المقياس المطلق (مقياس كلفن)	65
68-66	ثالثاً : معادلات لحساب درجات الحرارة	66
67-66	1- معادلة الحرارة أو معادلة الانتشارية (توصيل الحرارة)	67
67	2- معادلة الحرارة في بعد واحد (x)	68
68-67	3- معادلة الحرارة في وسط متجانس ثلاثي الابعاد	69
68	4- معادلة الحرارة في وسط لا متجانس	70
68	5- الانتشارية الحرارية	71
71-68	رابعاً : الاعتلال أو القصور الحراري	72
96-71	خامساً : درجة الحرارة كمؤشر للصحة والراحة والانزعاج	72
74-71	1- فقدان الحرارة في جسم الإنسان	73
76-75	2- الموازنة الحرارية لجسم الانسان	74
78-76	3- درجة الحرارة الفعالة (ET)	75
79-78	4- درجة الحرارة المكافئة (EqT)	76
79	5- قرينة السعادة والسرور	77
81-80	6- قرينة درجة الحرارة البيوميترولوجية	78
85-81	7- قرينة درجة الحرارة الظاهرية	79

86-85	8- درجة الحرارة الكروية	80
88-86	9- التبريد الريحي	81
90-88	10- الاجهاد الحراري النسبي	82
91-90	11- الحرارة والرطوبة	83
93-92	12- معدل التصويت المتوقع	84
93	13- توقع نسب عدم الرضا	85
95-93	14- مؤشر المناخ الحراري الشامل	86
96	15- أنموذج فيالا	87
112-103	الفصل الثالث : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب الضغط الجوي	88
108-106	أولاً : العوامل المؤثرة على الضغط الجوي	89
106	1- درجة الحرارة	90
106	2- الارتفاع عن مستوى سطح البحر	91
106	3- الرطوبة الجوية	92
108-106	4- توزيع اليابس والماء	93
110-108	ثانياً : طريقة حساب الضغط الجوي بطريقة تورشيلي	94
111-110	ثالثاً : معادلة القوة والمساحة لقياس الضغط الجوي	95
153-113	الفصل الرابع : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب الرياح	96
118-117	أولاً : العوامل المؤثرة على حركة الرياح	97
117	1- تحدر الضغط	98
118-117	2- القوة الكورولية	99
118	3- الاحتكاك	100
118	4- قوة الجذب نحو المركز	101
119-118	ثانياً : الرياح العليا (الجيوستروفيك)	102
120-119	ثالثاً : حساب الحركة الرأسية للهواء	103
120-119	1- الدوامات الهوائية	104
120	2- الديناميكية الهوائية	105

125-120	رابعاً: تقدير طاقة الرياح الكامنة	106
133-125	خامساً: حساب حمولة الرياح	107
135-133	سادساً: قياس مؤشر القابلية المناخية لتعرية الريح	108
138-136	سابعاً: حساب سرعة الرياح الأفقية عند سطوح البنايات	109
141-139	ثامناً: حساب السرعة الاحتكاكية u^*	110
142-141	تاسعاً: مقياس بيفورت لحساب سرعة الرياح	111
142	عاشراً: اتجاه الرياح	112
149-143	أحدى عشر: تقنيات قياس الرياح	113
162-155	الفصل الخامس : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب الرطوبة الجوية	114
158-157	أولاً: وظائف الرطوبة الجوية	115
161-158	ثانياً: حساب قيم الرطوبة الجوية	116
159-158	1- الرطوبة المطلقة	117
159	2- الرطوبة النوعية	118
161-159	3- الرطوبة النسبية	119
175-163	الفصل السادس : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب التساقط المطري	120
166-165	أولاً: أنواع الأمطار	121
165	1- الأمطار التضاريسية	122
165	2- الأمطار التصاعدية	123
166	3- الأمطار الإعصارية	124
167-166	ثانياً: حساب تذبذب الامطار	125
168-167	ثالثاً: المؤشر المعياري للتساقط المطري SPEI	126
170-168	رابعاً: حساب مدة الرجوع للأمطار	127
170	خامساً: تقدير التغيرات الزمنية في التساقط المطري	128
172-171	سادساً: حساب قيم محطات المطر المفقودة	129
173-172	سابعاً: معامل اختلاف الأمطار	130

211-177	الفصل السابع : الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب التبخر	131
186-179	أولاً : مفهوم التبخر والعوامل المؤثرة عليه	132
179	1- مفهوم التبخر	133
186-179	2- العوامل المؤثرة على التبخر	134
179	أ- الإشعاع الشمسي	135
179	ب- درجة الحرارة	136
180	ج- سرعة الرياح	137
180	د- العجز في ضغط بخار الماء	138
180	هـ- الرطوبة	139
180	و- حجم المسطح المائي	140
180	ز- الأملاح	141
181-180	ع- نوعية وعمق المياه	142
202-186	ثانياً : الطرق الرياضية لحساب قيم التبخر	142
187-186	1- طريقة ثورنثويت	143
193-187	2- طريقة بنمان	144
194-193	3- معادلة بليني وكريدل لقياس التبخر	145
195	4- معادلة كوتاجن	146
196-195	5- معادلة ايفانوف	147
196	6- معادلة لتبخر الكلي	148
196	7- معادلة خوسيلا	149
198-196	8- معادلة الإشعاع	150
200-198	9- معادلتى نجيب خروفة	151
201-200	10- معادلة دافيدوف	152
202-201	11- معادلة علي الوائلي	
205-202	ثالثاً : حساب الموازنة المائية	153
208-205	رابعاً : حساب القيمة الفعلية للأمطار	154
206-205	1- طريقة لانج	155

206	2- طريقة شرف	156
207-206	3- طريقة دي مارتون	157
208-207	4- طريقة سلخوزبروم	158
208	5- طريقة كابوت ري	159
222-213	مصادر الكتاب	160

(فهرست الجداول)

الصفحة	عنوان الجدول	ت
28	التنبؤ بقيم الإشعاع الشمسي الفعلي في محطة الحلة	1
38	نسبة انعكاس الأجسام على سطح الأرض	2
41	المعدلات الشهرية للإشعاع الشمسي الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل	3
44-43	المعدل السنوي للإشعاع الشمسي الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل وقيم مجموع متغيرات معادلة الانحدار الخطي البسيط	4
66	معادلات التحويل بين وحدات درجات الحرارة وفقاً لأبرز السلالم الحرارية	5
74	معدل الطاقة المتولدة اثناء القيام ببعض الأنشطة المختلفة (كيلو/ساعة/م ² /ساعة)	6
77	الحدود التصنيفية لسلم جفني للراحة	7
79	درجات الراحة والانزعاج حسب تصنيف وينسلو وهرينغتون وجاجي	8
81	سلم درجات الحرارة حسب درجة الحرارة البيوميثورولوجية	9
83-82	درجة الحرارة الظاهرية وارتباطها بالرطوبة النسبية RH	10
83	سلم درجة الحرارة حسب درجة الحرارة الظاهرية	11
86	تصنيفات مؤشر درجة الحرارة الكروية الرطبة	12
88	سلم درجة الإحساس بالتبريد بعد تطبيق معادلة التطبيق الريحي	13
89	الحدود التصنيفية لدرجة الراحة حسب قرينة الجهد النسبية	14
91	تحديد الراحة والانزعاج وفقاً للحدود التصنيفية لمؤشر ثوم	15
95	قيم المؤشر المناخي الحراري العالمي UTCI	16
135	درجة التعرية وفقاً لقرينة القابلية المناخية للتعرية الريحية	17

137	قيم الأس a لقانون أس لقوى الرياح	18
140	السرعة الاضطرابية بالاتجاه الافقي والعمودي	19
142-141	درجة ونوع وسرعة الرياح ومدى استجابة الأشياء لها حسب مقياس بيפורت	20
148	بيانات اتجاه الرياح لمدة سنة واحدة في محطة ما	21
168	مدة رجوع الامطار في محطة السماوة للمدة 2020-2010	22
172	قيم التساقط المطري لشهر كانون الأول في محطة بغداد بطريقة النسب الاعتيادية	23
187	القيم المستعملة في تعديل معدلات التبخر الشهرية في معادلة ثورنثويت قيمة b	24
190-189	معامل التصحيح (c) لمعادلة بنمان	25
191	دالة معدل درجة الحرارة ($^{\circ}$ م)	26
191	دالة ضغط بخار الماء المشبع الفعلي	27
191	دالة النسبة بين ساعات ضوء الشمس الفعلية والنظرية	28
192	النسبة بين ساعات ضوء الشمس الفعلية والنظرية	29
193-192	ضغط بخار الماء المشبع لدرجة الحرارة من ($0-39^{\circ}$ م)	30
194	معدل النسب المئوية اليومية لساعات النهار السنوي لمختلف دوائر العرض في نصفي الأرض الشمالي والجنوبي	31
197	قيم المعامل W في معادلة الإشعاع	32
198	المعدل الشهري للـ (Ra) بين دائرتي عرض (28-38 شمالاً)	33
200-199	النسب المئوية لمجموع ساعات النهار لأيام الشهر من مجموع ساعات النهار للسنة p	34
201	قيم التبخر ووصف المنطقة حسب معادلة علي الوائلي	35
206	أقسام معامل المطر حسب طريقة لانج	36
207	معامل الجفاف حسب نتائج معادلة دي مارتون	37
208	معامل المطر الفعال (ملم) لمحطات مناخية مختارة من العراق وفق شركة سلخوزبروم الروسية	38

(فهرست الأشكال البيانية)

الصفحة	عنوان الشكل	ت
41	الاتجاه العام للإشعاع الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل للمدة 1960-2017	1
69	تجربة جاي لوزاك	2
84	درجة الحرارة الظاهرة وعلاقتها بدرجة حرارة الهواء الفعلية والرطوبة النسبية	3
95	معادلة حساب المناخ الحراري العالمي في برنامج exel	4
138	مخطط قناة رياح المستخدم لحساب الأس a	5
147	وردة الرياح لمحطة ما	6
	معدلات التبخر من مسطحات مائية صغيرة وكبيرة	7

(فهرست الصور)

الصفحة	عنوان الصورة	ت
23	البعد بين الأرض والشمس	1
47	زاوية الإشعاع الشمسي في مدينة الناصرية لشهر كانون الأول	2
48	زاوية الإشعاع الشمسي في مدينة الناصرية لشهر حزيران	3
49	المسافة المطلوب حسابها بين كل لوح شمسي وآخر	4
108	توزيع نطاقات الضغط الجوي على سطح الأرض	5
109	جهاز البارومتر الزئبقي	6
144	كم الرياح او كيس القماش لمعرفة اتجاه الرياح	7
145	دوارة الرياح أو ديك الرياح أو الدررة أو الفرفارة	8
148	جهاز الانمومتر لقياس سرعة الرياح	9

149	جهاز قياس سرعة واتجاه الرياح معاً	10
183	جهاز لفنجستون لقياس التبخر	11
183	حوض التبخر A	12
184	مجسم لحوض التبخر A	13
185	جهاز بيلاي	14
185	جهاز بيثي لقياس التبخر	15

المقدمة :

نظراً لشحة المصادر التي تناولت فكرة الأساليب الإحصائية والرياضية في دراسة عناصر المناخ بصورة كتاب علمي، جاءت فكرة تأليف هذا الكتاب الذي حاول المؤلفان من خلالها جمع أكثر الأساليب والطرق الرياضية والإحصائية التي تناولت عناصر المناخ في الدراسة والتحليل مع محاولة المؤلفان لعرض تلك المعادلات الرياضية بشكل تطبيقي على محطات أو مناطق معينة، ليقدم هذا الكتاب في النهاية خدمة لكل الباحثين من أساتذة وطلبة علم خاصة مع التطور الذي تشهده علم الجغرافية بشكل عام وعلم الطقس والمناخ بشكل خاص حيث لا توجد اليوم دراسة ذات جدوى وقيمة علمية دون استخدامها للوسائل والطرق الرياضية والإحصائية.

وأن علم الطقس والمناخ أنطلق بشكل تراكم معرفة يتبنى نهج الوصف الانطباعي حاله حال الفروع الأخرى المنطوية تحت علم الجغرافية، وهذا ما وصل لنا خلال عهد النهضة الأخرى في القرن الرابع قبل الميلاد، حيث كانت أسلوب الدراسة والبحث فيه ينصب على وصف البلدان ووصف الظواهر الطبيعية والفلكية واستمر بهذا الشكل لمدة زمنية غير قليلة، ثم تأثرت الجغرافية بكافة فروعها كباقي العلوم الأخرى بالثورة التكنولوجية والمعلوماتية ولم تعد ذلك العلم الذي يهتم بوصف الظواهر دون استخدام لغة الأرقام وتحليلها وتفسيرها، كذلك لم يعد مجرد توفير البيانات الكمية عن المتغيرات والظواهر يفي بالحاجة يصل للحقيقة العلمية المرجوة، إذ شهدت الدراسات المناخية تطوراً ملحوظاً باستخدام أساليب ووسائل وتقنيات علمية لتحديد وتحليل المشكلات المناخية أو إعطاء تفسيراً لظاهرة مناخية معينة، إذ في السابق كانت الطريقة التقليدية المتعبة هي توزيع عناصر المناخ على الخرائط وتوصيل الأماكن ذات المعدلات المتشابهة بخطوط تدعى "خطوط التساوي" كخطوط الحرارة المتساوية وخط المطر المتساوي وخط الضغط المتساوي وعلى أساس ما توضحه تلك الخطوط يتم تقسيم العالم إلى أقاليم ذات صفات مناخية محددة، ولهذا الأسلوب في الدراسة سلبات عديدة إذ أنه لا يعطي بالضرورة صورة واضحة عن طبيعة المناخ في منطقة ما أو إقليم ما، ونتيجة للضرورة الملحة في تطور هذه الأساليب تم استخدام وسائل حديثة وأكثر تطور تعطي نتائج دقيقة في وقتنا الحاضر مثل استخدام الوسائل الكمية والإحصائية، إذ لم تعد الأرقام تؤخذ بشكلها الخام عند دراسة احد عناصر أو ظواهر المناخ، فضلاً عن الاستخدام الواسع للطرائق الإحصائية المهمة في تحليل البيانات لتحقيق فهم افضل لاتجاهات المناخ المستقبلية وتفسير المناخ السائد، فضلاً عن تفسير التغيرات

المناخية على مر الزمن ضف الى ذلك دور الإحصاء في تقدير الارتفاعات في درجات الحرارة وسرع الرياح والتنبؤ بالعواصف الغبارية والرعدية والتنبؤ بمخاطر المناخ المستقبلية وغيرها من خلال تطبيق مجموعة من المعادلات الرياضية، كذلك للوسائل الرياضية أهمية في تقسيم العالم الى عدة أقاليم مناخية يعرف من خلالها نوعية المناخ السائد في كل إقليم الذي يترتب عليه معرفة راحة الأنسان ومدى توفر الظروف المناسبة له ولأنشطته المختلفة كالزراعة والصناعة والتجارة والنقل والعمليات العسكرية والصحة، وكل هذه تتم من خلال استخدام الحاسب الألي الذي يعد دخول استخدامه في الدراسات المناخية حديث، إذ أفاد في تقديم خدمة كبيرة للباحثين وتطوير الدراسات المناخية من حيث طبيعة الدراسة والنتائج المرجوة منها.

وأذ كانت الجغرافية قد عانت من الركود في القرون الماضية في ظل تزاخم العلوم الأخرى وتصدرها الجدوة النفعية، إلا أن علم الجغرافية بكافة فروعه حاولت أن تعيد أمجادها الغابرة منذ منتصف القرن العشرين حيث أن لتكتفي الجغرافية من حينها بمجرد عرض المشكلات ودراسة الظواهر وتحديد الأسباب واستخلاص النتائج بطريقة وصفية مجردة من أسلوب الأفتان والتقدير والقياس بل اصبح الأساس فيها هو استخدام أساليب وقياسات كمية وإحصائية التي تقم للباحث نتائج دقيقة وحقائق علمية مركزة عن الظواهر والمشكلات خاصة في ظل التقدم التكنولوجي وظهور برامج وتقانات ذكية تسهل من عملية استخدام المعادلات الرياضية لتضفر في النهاية بعرض نتائج علمية مقنعة.

المؤلفان

2024/10/10

الفصل الأول
الوسائل والطرق الرياضية الإحصائية القياس
الإشعاع الشمسي

تعد الشمس هي المصدر الرئيس للطاقة الموجودة في الغلاف الجوي من خلال إرسال جزء من طاقتها باستمرار الى الفضاء الخارجي عن طريق موجات كهرومغناطيسية(1)، حيث توفر الشمس نسبة (99.97%) من الطاقة الضرورية للعمليات الطبيعية على الغلاف الجوي وسطح الأرض(2)، أما النسبة المتبقية فتتمثل في طاقة المد والجزء وطاقة باطن الأرض وطاقة النجوم، والإشعاع الشمسي يعتبر المسؤول عن جميع العمليات التي تحدث في الغلاف الجوي كالحرارة وسرعة الرياح وتباين الضغط الجوي ومعدلات الرطوبة الجوية وتكوين السحب والتساقط المطري وحدث الرعد والبرق وغيرها من الظواهر الجوية، يعرف الإشعاع الشمسي بأنه (الطاقة المنبعثة من الشمس التي تتمثل في مجموعة متنوعة من الأشعة الكهرومغناطيسية التي تسهم بشكل كبير جداً في ديمومة الحياة على الأرض، كذلك يمكن تعريف الإشعاع الشمسي على أنه (الأشعة القادمة من الشمس ذات الأمواج القصيرة التي تسهم في تغذية سطح الأرض بالإشعاع الأرضي ومن ثم يعكس ذلك الإشعاع الى الفضاء الخارجي مرة أخرى ليسهم في رفع درجات الحرارة لكون الأشعة الأرضية المنعكسة طويلة الموجة وتتفاعل مع الهواء عكس الأشعة الشمسية التي لا تتفاعل مع الهواء بسبب قصر موجاتها الناجمة عن الارتفاع الكبير في درجة حرارة الشمس، فمن المعروف أن الأجسام تتناقص أطوال موجاتها كلما ارتفعت درجة حرارتها)، وتشتع الشمس في الدقيقة الواحدة ما يقارب (2610*56 حرارة) أي ما يعادل (710*6.26 واط/م²) من الطاقة الكلية غير أن الواصل منها لسطح الأرض فعلاً (1/2000 مليون) من مجمل الطاقة الشمسية المنبعثة الى الفضاء(3)، وتنتقل هذه الطاقة الى الأرض عن طريق الإشعاع لان موجات الإشعاع لا تحتاج الى وسيط ناقل والتي تصل الى اعلى الغلاف الجوي خلال ثمان دقائق فقط، إذ تكون تلك الأشعة الواصلة للغلاف حاملة طاقة مقدارها (2 سعة/ سم²/دقيقة) التي تعادل (1395 واط/م²)(4)، التي تسمى (بالثابت الشمسي) إذ تتوقف كمية الطاقة على هذا الثابت بالإضافة الى مقدار البعد بين الشمس والأرض، حيث تبلغ المسافة بين الشمس والأرض (93 مليون ميل) أي ما يعادل (148 مليون كم) خلال الانقلاب الشتوي، بينما تزداد تلك المسافة بعداً خلال الانقلاب الصيفي لتبلغ (150 كم).

أولاً: أنواع الأشعة الشمسية: وتقسّم الى:

1- تقسيم الأشعة الشمسية حسب الطول الموجي الى:

أ- الأشعة فوق البنفسجية: وتشكل نسبة (8%) مجموع الأشعة السمية الواصلة الى الأرض، كما يتراوح طولها بين (0.01-0.4 ميكرون)⁽⁵⁾، ولهذا النوع من الأشعة أضرار عند التعرض المباشر لها إذ يمكن أن تسبب في العديد من الأمراض الجلدية من أخطرها سرطان الجلد، فضلاً عن تسببها بالشيخوخة المبكرة للجلد من

خلال فقدان مرونته مع صعوبة التأم الجروح، كما تسبب هذه الأشعة العديد من الأمراض للعيون منها التهاب القرنية الضوئي والتهاب الملتحمة.

ب- الأشعة المرئية: وتبلغ نسبتها (41%) وبطول موجي يتراوح بين (0.4-0.75 ميكرون) وتمثل الأشعة التي ترى بالعين الضوء والألوان.

ج- الأشعة تحت الحمراء: وتمثل النسبة الأعلى من الأشعة الشمسية الواصلة لأعلى الغلاف الغازي إذ تبلغ نسبتها (51%) من مجموع الأشعة الكلي وبطول موجي يتراوح بين (0.75 فأكثر)، ولهذا النوع من الأشعة الشمسية استخدامات عديدة منها التدفئة كما تستخدم في التطبيقات التكنولوجية.

2- تقسيم الأشعة الشمسية حسب التأثير البيولوجي:

أ- الأشعة القصيرة المرئية (Violet/blue light): تؤثر على عمليات البصر والدورة اليومية للحيوانات والنباتات.

ب- الأشعة الطويلة المرئية (Red light): تؤثر على عمليات النمو والاستقبال لدى النباتات.

ج- الأشعة تحت الحمراء (Infrared): تستخدم للتدفئة ولها تأثيرات حيوية في عمليات النمو.

3- تقسيم الأشعة الشمسية حسب الأصل الفيزيائي:

أ- الأشعة الكونية: هي أشعة ذات طاقة عالية تأتي من الفضاء الخارجي وتتفاعل مع طبقة الأوزون.

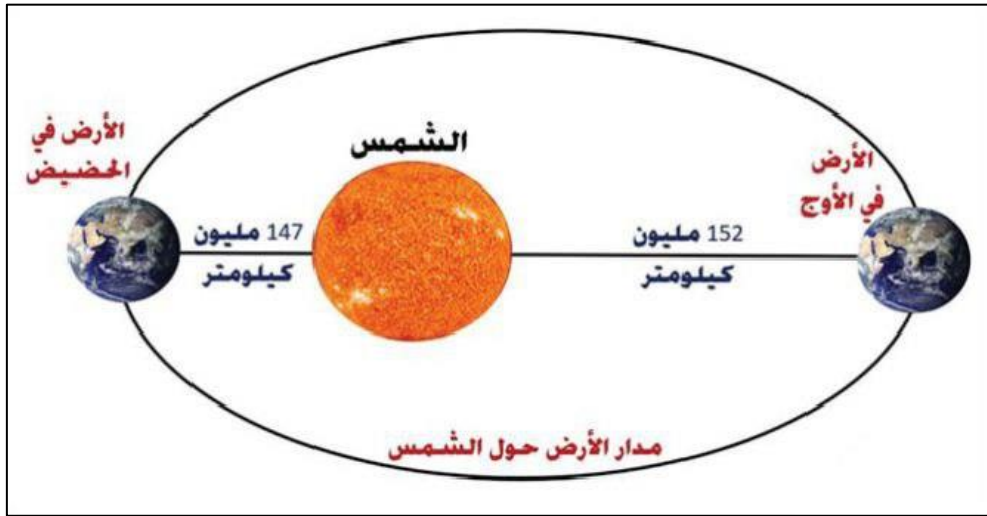
ب- الأشعة الكهرومغناطيسية: تشمل الأشعة الراديوية، والميكروويف، والأشعة تحت الحمراء، والضوء المرئي، والأشعة فوق البنفسجية، والأشعة السينية، وأشعة غاما، كل منها له خصائص في الطول الموجي والطاقة.

ثانياً: العوامل المؤثرة على توزيع الإشعاع الشمسي:

1- البعد بين الأرض والشمس: أن البعد بين الأرض والشمس غير ثابت بمسافة واحدة بل ان الأرض تقترب من الشمس تارة وتبتعد عنها تارة أخرى وهذا يعود الى مدار الأرض حول الشمس الذي يكون ذا شكل بيضوي وليس دائري محدد بمقاييس موحدة، كذلك ان الأرض عند حركتها حول الشمس لا تسير بزاوية قائمة انما تكون مائلة بدرجة (23.5°)، وتقترب الأرض من الشمس خلال هذا المدار عند فصل الشتاء إذ تبلغ المسافة بينهما (147 مليون كم) حيث تسمى بفترة (الحضيض) بتاريخ (3 كانون الثاني)، بينما تبتعد عنها خلال فصل الصيف لتكون المسافة بينهما (152 مليون كم) وتسمى هذه الفترة بـ(الأوج) بتاريخ (4 تموز)، صورة (1)، وعليه

فأن الفارق في المسافة بين الأرض والشمس خلال فصلي الصيف والشتاء يقدر بـ(5 مليون كم)، وهذه المسافة تجعل الأرض تستلم زيادة في كمية الإشعاع الشمسي يبلغ (7%)⁽⁶⁾، ووفقاً لما تقدم فقد اتضح ان كمية الاشعاع الشمسي تتأثر بالمسافة بين الشمس والأرض حسب فصول السنة إذ تزداد تركيزها عند تعامد الشمس على مدار السرطان بسبب اقتراب الأرض من الشمس، ويستلم النصف الشمالي كمية أكبر من الإشعاع مما هي عليه في النصف الجنوبي.

صورة (1) البعد بين الأرض والشمس



2- زاوية سقوط الإشعاع الشمسي : تم ذكر تواريخ تعامد الشمس حسب كل فصل خلال توزيع الإشعاع الشمسي، وعليه فأن في كل فصل مناخي زاوية السقوط بين مائلة الى عمودية، وهذا يؤثر على كمية الاشعاع الشمسي المستلم إذ أن زاوية سقوط الشمس المائلة تكون وقوتها اضعف من زاوية السقوط العمودية على سطح الأرض باعتبار أن الميلان ينقل الإشعاع الشمسي بمسافة أطول الأمر الذي يؤدي الى فقدان جزء من الأشعة بينما زاوية سقوط الشمس العمودية يفقد جزءاً أقل من الأشعة فتزداد قوته⁽⁷⁾.

3- طول النهار: يؤثر طول النهار على كمية الأشعة المكتسبة فلك ما زاد طول النهار وفترت وقت كافي لسقوط أشعة شمسية أكثر، وهذا الأمر يعتمد على دوائر العرض فكل دائرة عرض تستلم كمية أشعة مختلفة عن الأخرى نسبياً حيث يتح هذا الفارق لو أخذنا كمية الأشعة لكل (10 دوائر عرض)، وهذا يعتمد بالتأكيد على مواعيد الانقلاب والاعتدال، فمثلاً تكون الشمس عمودية على دائرة العرض الاستوائية عند الانقلابين (20-21 آذار ، 22-23 أيلول) التي تستلم حينها أكثر كمية من الإشعاع الشمسي ويستلم كل من القسم الشمالي

والقسم الجنوبي من الأرض كميات متساوية لتساوي طول النهار (فترة التشمس)، بينما يستلم القسم الشمالي كميات أكبر من النصف الجنوبي والاستوائي عند الانقلاب الصيفي خاصة دوائر العرض الممتدة بين (30-60° شمالاً) التي يصل فيها طول النهار الى (13:48-18:08 ساعة/دقيقة)، ولهذا تكون أكثر حرارة في ذلك الوقت، والمتتبع لتلك التوقيتات يجد أن القطبين الشمالي والجنوبي يشهدان شروق طول نهار يصل الى (24 ساعة) عند الانقلابات لكليهما لم يسجلا أعلى درجات الحرارة لكون الشمس على دائرة العرض تلك لم تكون عمودية وبهذا يفقد الإشعاع الشمسي جزء من طاقته بسبب بعد المسافة.

4- نوعية السطح وكثافة الغطاء الخضري: أن للسطح أثر كبير على كمية الإشعاع الشمسي المكتسب فعلاً، فالأسطح ذات الغطاء النباتي الكثيف تعكس جزءاً من الأشعة الى الفضاء دون وصولها الى سطح الأرض بينما تمتص الأسطح الجرداء كمية أكبر من الإشعاع الشمسي مع الأخذ بعين الاعتبار درجة خشونة ذلك السطح فلما زادت درجة الخشونة امتصت أكثر كمية من الإشعاع على العكس تماماً من الأسطح الملساء التي تسهم في عكس معظم الإشعاع الشمسي، كذلك الحال بالنسبة للون السطح فالأسطح ذات الألوان الغامقة والأسطح السوداء (كالطرق المعبدة بالأسفلت على سبيل المثال) تمتص إشعاع شمسي أكثر وهذا يعتمد على درجة لون ذلك السطح.

5- درجة صفاء السماء: أن مكونات الغلاف الجوي لها دور فعال في امتصاص وتشتت وانعكاس الأشعة الشمسية ومرور الإشعاع الشمسي دون وجود تلك المكونات يسمح له بالوصول كاملاً لسطح الأرض، فالسماء الملبدة بالغيوم تسهم في عكس جزء من الأشعة الشمسية وامتصاص جزء آخر وهذا يعتمد بطبيعة الحال على نوعية الغيوم وارتفاعها، كذلك الحال بالنسبة للمكونات الأخرى الغبار وبقايا الرماد ومخلفات المصانع المتطايرة في الجو تسهم في امتصاص جزء من الإشعاع الشمسي وعكس جزء منها الى الفضاء الخارجي.

وتعد القياسات الإحصائية للإشعاع الشمسي ذات أهمية كبرى لاحتياجات معرفة الطاقة المتولدة عن الإشعاع الشمسي، فضلاً عن أهمية نتائج تلك الإحصاءات في تفسير درجات الحرارة وعناصر المناخ وظواهره باعتبار أن الإشعاع الشمسي يمثل المحرك الرئيسي للنظام المناخي، وفي ما يلي مجموعة المعادلات الرياضية الخاصة بقياس هذا العنصر وكالاتي:

ثالثاً : حساب قيم الإشعاع الشمسي والتنبؤ به

1- نماذج بوكس-جينكنز **Box-Jenkins** : في عام 1976 قدم الباحثان Box-Jenkins نموذج لتطوير مفهوم التنبؤ بالسلاسل الزمنية، إذ قدما أمثلة تطبيقية عن هذه النماذج أصبحت فيما بعد أمثلة انموجية يعتمد عليها اغلب الباحثين في دراساتهم⁽⁸⁾، وتعد طريقة الانحدار الذاتي والأوساط المتحركة Auto Regressive Integrated Moving Average والتي يرمز لها اختصاراً (ARIMA) من أكثر الطرائق كفاءة للتنبؤ مع مختلف أنواع السلاسل الزمنية لعموميتها ولقدرتها على معالجة سلاسل زمنية تحتوي على أنماط مختلفة من البيانات⁽⁹⁾، وتعد نماذج (ARIMA) نماذج تجريبية فالمعاملات الأساسية التي تعتمد كمعامل الاعتمادية التسلسلية والرتب الفرقية ومعامل المتوسط المتحرك يتم تحديدها تجريبياً من البيانات وليس من النظر في السلوك البنيوي في السلسلة الزمنية، وقد وضع بوكس وجينكنز في كتابهم الموسوم (استراتيجية لتطبيق أساليب أريما) استراتيجيات لتحليل ونمذجة السلاسل الزمنية⁽¹⁰⁾.

وتعد هذه الأساليب من أكثر الأساليب الإحصائية استخداماً في التخصصات الجغرافية لغرض التنبؤ وتحديد خط الاتجاه العام إذ تستطيع تلك المتوسطات من تقليل عدد الذبذبات في الخط البياني، فضلاً عن التخفيف من حدتها وهذا يسهم في رسم خط الاتجاه العام للظاهرة ومن ثم حساب ميله الذي يدل على قيمة الاتجاه العام، وأن اختيار مدة المتوسطات المتحركة لا يتم عشوائياً وإنما يتم اختيارها من واقع البيانات الخاصة بالسلسلة الزمنية إذ يتضح بعد تمثيلها بخط بياني ما يشبه الدورة في سير الخط الأمر الذي يمكن من اختيار فترة هذه الدورة لفترة للمتوسطات المتحركة⁽¹¹⁾، وتفترض نظرية بوكس-جينكنز وجود ثلاث فئات عامة من النماذج الثلاثة⁽¹²⁾ الآتية :

أ- ذاتية الانحدار (AR) **Auto Regressive Model** :

$$\bar{k}_t = \phi_0 + \phi_1 \bar{k}_{t-1} + \phi_2 \bar{k}_{t-2} + \dots + \phi_p \bar{k}_{t-p} + e_p$$

حيث أن :

$$\bar{k} = \text{تمثل قيمة المتغير المتنبأ به.}$$

$$\bar{k}_{t-p} / \bar{k}_{t-1} / \bar{k}_{t-2} = \text{تمثل قيم المتغير } \bar{k} \text{ المتأخرة خلال الفترة } T.$$

$$\phi_0 / \phi_1 / \phi_2 / \phi_p = \text{معاملات الانحدار.}$$

ب- الأوساط المتحركة (MA) Moving Avera Model:

$$\bar{k}_t = \theta_0 + e_t + \theta_1 e_{t-1} - \theta_2 e_{t-2} - \dots - \theta_q e_{t-q}$$

حيث أن :

\bar{k} = تمثل قيمة المتغير المتنبأ به.

$e_{t-p}/e_{t-1}/e_{t-2}$ = تمثل القيم المتأخرة للبواقي من تقدير المتغير \bar{k} .

$\theta_0/\theta_1/\theta_2/\theta_p$ = متغيرات تمثل الأوزون.

e_t = المتغير العشوائي.

ج- النموذج المختلط (ARIMA) (نماذج الانحدار الذاتي المتكاملة مع المتوسطات المتحركة):

$$+e_q + \theta_0 + e_t - \theta_2 e_{t-2} - \dots - \bar{k}_t = \phi_0 + \phi_1 \bar{k}_{t-1} + \phi_2 \bar{k}_{t-2} + \\ > \dots \phi_p \bar{k}_{t-p}$$

ويشير النموذج (ARIMA) من الرتبة (P,q) حيث أن :

Auto regressive model =P رتبة الانحدار الذاتي

q = رتبة المتوسط المتحرك (MA) moving average model

ويتم تشخيص المتغيرات (P,q) من خلال ارتباطات البيانات الذاتية والذاتية الجزئية التي تم اخذ الفروق لها، إذ أن هبوط الارتباطات الذاتية بصورة أسية الى الصفر فأن ذلك يدل على وجود نموذج انحدار ذاتي (AR) تتحدد درجته من خلال الارتباطات الذاتية الجزئية التي تختلف معنوياً عن الصفر، أما في حال هبطت الارتباطات الذاتية الجزئية بصورة أسية الى الصفر فيتم تحديد درجة النموذج (MA) من خلال عدد الارتباطات الذاتية والارتباطات الذاتية الجزئية وهبوطهما الى الصفر يدل على أن النموذج من نوع ARIMA⁽¹³⁾.

ولغرض فحص دقة درجة النموذج أعلاه فقد تم الاعتماد على المعايير والاختبارات الموضحة ادناها التي

تفيد في فحصه درجة مناسبة النموذج وكفاءته⁽¹⁴⁾ :

(1) فحص البالطو Checking the balito

وضع الصبيغة الأولية لهذا الفحص كل من بوكس (Box) وبريس (Press) ثم ظهرت صبيغ محسنة له وضعها كل من ليجونج (Legong) وبوكس (Box)، وتعتمد الفكرة الرئيسة لهذا الفحص على اختبار كفاءة الأنموذج المقترح والتي تتم من خلال المعادلة الآتي :

$$\hat{B} = (\bar{H})(\bar{H} + 2) * \sum(fi^2 \div H - m)$$

حيث أن :

\bar{H} = عدد القراءات مطروح منها عدد رتب عملية الفرق التي تعرضت لها القيم الأصلية للسلسلة الزمنية.
 fi^2 = معامل الارتباط التسلسلي للفروق بين قيم السلسلة الزمنية الأصلية والقيم التي يقدرها البرنامج لها.
 m = المرحلة (النقطة الزمنية).

ويكون تفسير النتيجة لهذا الفحص مماثل لتوزيع فحص كاي تربيع أي على أساس أنه أذ تخطت قيمته مرحلة معينة القيمة الحرجة لتوزيع كاي عند درجة الحرية (التي هي بمقدار ناتج عدد المراحل مطروح منها عدد المعاملات) فعندها يتم رفض فرضية البحث ونستنتج بأن النموذج لا يطابق السلسلة الزمنية بشكل كفاء أما إذا كانت القيمة أقل من القيمة الحرجة بأن الفرضية تكون مطابقة ويعتبر النموذج كفاء وجيد لوصف سلوك السلسلة الزمنية.

(2) فحص دربن-واتسن Checking Durbin-Watson

وضع هذا الفحص وطوره كل من دربن (derben) وواتسون (Watson) الذي يتم تطبيقه على الفروق بين القيم الأصلية للسلسلة الزمنية وبين القيم التي يقدرها الأنموذج المقترح وذلك لغرض فحص استقلالية الفروق التي يكون تحقيقها أحد اشتراطات سلامة وكفاءة الأنموذج لتمثيل السلسلة الزمنية، وتعتمد المعادلة إدناه لحساب قيمة الفحص وكالاتي :

$$D = \sum(H = 2)(F_H - F_{H-1})2 \div \sum(H = 1)F_{H2}$$

حيث أن :

F_H = قيمة الفرق عند المرحلة.

2- التنبؤ بطريقة المتوسطات المتحركة Forecasting using moving averages

يعد المتوسط المتحرك بمثابة الوسط الحسابي البسيط او المرجح لعدد فردي من قيم متتالية لسلسلة زمنية معين، والتي تطبيق لغرض التنبؤ بظاهرة ما وفقاً للمعادلة الآتي :

$$MA_n = \frac{D_4 + D_3 + D_2 + D_1 + \dots}{4}$$

حيث أن :

MA_5 = التنبؤ بقيم الإشعاع الشمسي لسنة معينة.

D = قيمة الإشعاع الشمسي لسنة الدراسة.

n = طول مركبة التذبذب

ومن خلال المثال الآتي يمكن تطبيق المعادلة ومعرفية كيفية التنبؤ بالإشعاع الشمسي الفعلي.

مثال : في الجدول (1) بيانات لقيم الإشعاع الشمسي الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الحلة، المطلوب هو

التنبؤ بقيم الإشعاع الشمسي للمدة (2027-2017) ؟

قيم الإشعاع الشمسي المتنبئ بها بواسطة المتوسطات المتحركة	سنوات التنبؤ	المعدل السنوي	الشهر
8.8	2018	8.8	2007
8.7	2019	8.4	2008
8.9	2020	8.1	2009
8.9	2021	8.6	2010
8.8	2022	8.7	2011
8.8	2023	8.7	2012
8.9	2024	8.8	2013
8.8	2025	8.7	2014
8.8	2026	8.6	2015
8.8	2027	8.9	2016
8.9	2028	9.0	2017
8.8	-	8.7	المعدل

المصدر : المؤلفان اعتماداً على جمهورية العراق، وزارة النقل والمواصلات، الهيئة العامة للأنواء الجوية، قسم المناخ، بيانات غير منشورة، وتطبيق معادلة المتوسطات المتحركة.

الجواب :

أ- للتنبؤ بقيم الإشعاع الشمسي الفعلي في محطة الحلة تم اختيار أربع فئات D كطول مركبة التذبذب التي سوف يتم الاعتماد عليها للتنبؤ.

ب- أن التنبؤ بواسطة المتوسطات المتحركة لا يعتمد على 4 فئات فقط وإنما يعتمد على ثلاث فئات أو أكثر أي بإمكان الباحث تطبيق المعادلة على 3 فئات أو 4 أو خمسة أو أكثر من ذلك.

$$MA_4 = \frac{8.7 + 8.6 + 8.9 + 9.0}{4} = 8.8$$

$$MA_4 = \frac{8.6 + 8.9 + 9 + 8.8}{4} = 8.7$$

$$MA_4 = \frac{8.9 + 9 + 8.8 + 8.7}{4} = 8.9$$

$$MA_4 = \frac{9 + 8.8 + 8.7 + 8.9}{4} = 8.9$$

$$MA_4 = \frac{8.8 + 8.7 + 8.9 + 8.9}{4} = 8.9$$

$$MA_4 = \frac{8.7 + 8.9 + 8.9 + 8.8}{4} = 8.8$$

$$MA_4 = \frac{8.9 + 8.9 + 8.8 + 8.8}{4} = 8.9$$

$$MA_4 = \frac{8.9 + 8.8 + 8.8 + 8.9}{4} = 8.8$$

$$MA_4 = \frac{8.8 + 8.8 + 8.9 + 8.8}{4} = 8.8$$

$$MA_4 = \frac{8.8 + 8.9 + 8.8 + 8.8}{4} = 8.8$$

$$MA_4 = \frac{8.9 + 8.8 + 8.8 + 8.8}{4} = 8.9$$

3- معادلة انغستروم Angstrom لقياس الإشعاع الشمسي

تعتبر معادلة انغستروم من أشهر المعدلات الرياضية المستخدمة في تقدير الإشعاع الشمسي الواصل الى سطح الأرض، التي يمكن تطبيقها من خلال المعادلة الآتي⁽¹⁵⁾:

$$\frac{H}{H_h} = a + b \frac{n^-}{N}$$

حيث أن :

H = قيم الإشعاع الشمسي الواصل فعلاً الى سطح الأرض.

H_h = كمية الطاقة الشمسية الواصلة لأعلى الغلاف الجوي.

$a + b$ = قيم ثابتة لكنها تعتمد على دائرة العرض.

n = عدد ساعات سطوع الشمس الفعلي.

N = عدد ساعات سطوع الشمس النظري.

إذ أن قيمة (a+b) تعتبر قيم ثابتة تعتمد على موقع المنطقة المدروسة بحسب دائرة العرض التي تقع عليها، وتعتطي دلالتها وفقاً للمعادلتين الآتيتين :

$$a = 0.29 \cdot \cos \theta$$

حيث أن θ تساوي خط عرض المنطقة.

$$b = 0.25 \text{ at } 60 \text{ south} < \theta < 60 \text{ north}$$

أما قيمة (H_h) تعني كمية الطاقة المقدره ب(غرام/سرعة) الساقطة على السنتمتر المربع الواحد من سطح الأرض خلال الدقيقة والواحدة، وتعرف القيمة الإحصائية لهذا المتغير عن طريق المعادلة الآتية⁽¹⁶⁾ :

$$H_h = \frac{S \cos Z}{L^2}$$

حيث أن :

S = ثابت الإشعاع الشمسي الذي يساوي (1367 واط/م²).

Z = زاوية البعد الشمسي والتي يعتمد في تحديدها على دائرة العرض.

L = النسبة بين البعد الحقيقي للشمس ومعدل بعد الأرض عن الشمس.

كما تحتسب كمية الطاقة الـ(H_h) باللانكلي في أعلى الغلاف الجوي التي تصل الى (1.94 لانكلي/دقيقة) وهذه الكمية تسمى ب(الثابت الشمسي Solar constant)⁽¹⁷⁾، بمعنى آخر أن الشمس تشع في الدقيقة الواحدة ما يقارب (56*10²⁶ حريرة) أي ما يعادل (6.26*10⁷ واط/م²) من الطاقة الكلية غير أن الواصل منها لسطح الأرض فعلاً) $\frac{1}{2000}$ مليون (من مجمل الطاقة الشمسية المنبعثة الى الفضاء)⁽¹⁸⁾، وتنتقل هذه الطاقة الى الأرض عن طريق الإشعاع لان موجات الإشعاع لا تحتاج الى وسيط ناقل والتي تصل الى أعلى الغلاف الجوي خلال ثمان دقائق فقط، إذ تكون تلك الأشعة الواصلة للغلاف حاملة طاقة مقدارها (2 سرعة/سم²/دقيقة) التي تعادل (1395 واط/م²)⁽¹⁹⁾، وهذا ما يسمى (بالثابت الشمسي) حيث تتوقف كمية الطاقة على هذا الثابت، فضلاً عن مقدار البعد بين الشمس والأرض، إذ تبلغ المسافة بين الشمس والأرض (93 مليون ميل) أي ما يعادل (148 مليون كم) خلال الانقلاب الشتوي، بينما تزداد تلك المسافة بعداً خلال الانقلاب الصيفي لتبلغ (150 كم)، ويمكن قياس قيمة الثابت الشمسي من خلال المعادلة الآتية⁽²⁰⁾ :

$$G_l = \frac{\sigma T^4 * 4\pi r^2}{4\pi l^2} = \sigma T^4 \left[\frac{r}{l} \right]^2$$

إذ أن :

r = نصف قطر الشمس.

T = درجة حرارة سطح الشمس.

$4\pi r^2$ = مساحة سطح الشمس.

l = نصف القطر.

$\sigma T^4 * 4\pi r^2$ = الناتج الكلي لهذه المتغيرات يمثل التدفق الإشعاع الكلي من الشمس.

رابعاً : قياس زاوية الشمس

يمكن معرفة الإزاحة الزاوية للشمس والزاوية الساعية للشمس من خلال المعادلتين الآتيتين⁽²¹⁾ :

1- الإزاحة الزاوية للشمس **Angular displacement of the sun**: تتم الأرض دورة كاملة حول الشمس مرة واحدة كل سنة ويمكن استخراج دالة ترتيب اليوم من السنة (الإزاحة الزاوية للشمس) من خلال هذه الدورة، أي معرفة زاوية الشمس لأي يوم خلال السنة وفقاً للمعادلة الآتية :

$$\delta = 23.45 \sin\left(360 \frac{284 + d}{365}\right)$$

حيث أن :

δ = الزاوية الإزاحية للشمس.

d = ترتيب اليوم من السنة.

2- تحديد زاوية الساعة **Determine the hour angle**: وهي مقياس الوقت الذي تستغرقه الشمس عند حركتها خلال اليوم الواحد المقدر بـ(24 ساعة) إذ أن الشمس لا تسير بمسار موحد خلال تلك الحركة

الظاهرية وانما تميل (15°) باتجاه الغرب كلال ساعة نتيجة لدوران الأرض حول محورها وتبلغ الزاوي الساعية صفراً عند منتصف النهار، ومن المعادلة الآتية يتم حساب الزاوية الساعية :

$$\omega = 15\left(\frac{t_s}{60} - 12\right)$$

حيث أن :

ω = الزاوية الساعية.

t_s = التوقيت الشمسي خلال اليوم الواحد مقاساً بالدقائق.

خامساً : حساب قيم الإشعاع الشمسي المباشر والمنتشر والكي

1- الإشعاع الشمسي المباشر العمودي **Vertical direct solar radiation**: ويحسب من خلال المعادلة الآتية⁽²²⁾:

$$I_{DN} = A \text{ EXP} \left(\frac{-P_L}{P_O} \frac{B}{\text{SIN } \alpha} \right)$$

إذ أن :

I_{DN} = الإشعاع الشمسي العمودي المباشر (وات/م²).

A = شدة الإشعاع الشمسي.

B = معامل تلاشي الإشعاع في الغلاف الجوي.

P_L , P_O = الضغط الجوي في المنطقة الى الضغط الجوي القياسي.

ويتم قياس كل من (A , B) و (P_L , P_O) من خلال المعادلات الآتية⁽²³⁾:

(أ)..... معادلات حساب قيم (A , B) :

$$A = 1158 [1 + 0.066 \text{ Cos} (360 N/370)]$$

$$B = 0.175 [1 - 0.2 \text{ Cos} (0.93N)] - 0.045 [1 - \text{Cos}(1.95N)]$$

(ب)معادلة حساب قيم (P_L , P_O):

$$P_L, P_O = \text{EXP}(-0.0001184 \text{ Halt})$$

حيث أن Halt تعني ارتفاع المنطقة المراد حساب الإشعاع الشمسي فيها عن سطح البحر.

2- الإشعاع الشمسي المنتشر **Diffuse solar radiation**: ويحسب من خلال المعادلة الآتية:

$$H_d = C \times H_{Bn} \times F_{ss}$$

إذ أن:

$$H_d = \text{الإشعاع الشمسي المشتت.}$$

$$H_{Bn} = \text{الإشعاع عند زاوية السقوط العمودية.}$$

$$C = \text{معامل تشتيت الأشعة.}$$

$$F_{ss} = \text{الزاوية بين السطح الساقط عليه الأشعة والسماء، ويمكن حسابه من العلاقة التالية}$$

$$F_{ss} = 0.5 (1 + \text{Cos}s)$$

إذ أن:

$$s = \text{زاوية ميل السطح.}$$

كذلك يمكن حساب القيم الساعية للإشعاع الشمسي المنتشر وفقاً للمعادلة الآتية:

$$I_d = I(0.415 - 3 \cdot 178 * 10^{-3} h)$$

حيث أن:

$$I_d = \text{كمية الطاقة الشمسية الساقطة على السطح الأفقي.}$$

I = كمية الطاقة الشمسية الساقطة على السطح الساعية الساقطة على السطح الأفقي.

h = زاوية ارتفاع الشمس (وتعرف هذه الزاوية اعتماداً على اليوم والشهر من السنة).

3- الإشعاع الشمسي الكلي **Total solar radiation**⁽²⁴⁾: ويحسب من خلال المعادلتين الآتيتين

أ- المعادلة الأولى :

$$I_d = I_{DN} [C Y_d + 0.5p_g (C + \sin a)]$$

إذ أن :

I_d = الإشعاع الشمسي الكلي.

P_g = يمثل معامل الانعكاسية الأرضية والذي يعطي قيمة مقدارها (0.2) للأرض الاعتيادية الزراعية أما

الأراضي المغطاة بالثلوج فتكون قيمة الانعكاسية (0.8).

C = قيمة الإشعاع الشمسي المنتشر.

ويمكن استخراج قيمة المعامل (Y_d) من خلال المتغيرات الآتية :

$$Y_d = 0.4 \quad \text{if } \cos \theta \leq -0.2$$

$$\cos \theta)^2 \quad \text{if } \cos \theta \geq -0.2 \quad Y_d = 0.5 + 0.437 \cos \theta + 0.313$$

أ- المعادلة الثانية :

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

حيث أن :

R_s = الإشعاع الشمسي الكلي (ميكا جول/م²/يوم).

n = السطوع الفعلي (ساعة/يوم).

N = السطوع النظري (ساعة/يوم).

R_a = الإشعاع الشمسي خارج الغلاف الجوي (ميكا جول/م²/يوم).

وأدناه مثلاً تطبيقية لمعرفة كيفية تطبيق المعادلة :

مثال : أوجد كمية الإشعاع الشمسي الكلي (RS) لشهر كانون الأول في محطة ذي قار إذ علمت أن قيمة السطوع الفعلي تبلغ (6.6 ساعة/يوم) وقيمة السطوع النظري تبلغ (10.4 ساعة/يوم) وقيمة الإشعاع الكلي الواصل الى سطح الغلاف الجوي يصل الى (35.7 ميكا جول/م²/يوم) ؟

الجواب :

من خلال تطبيق معادلة كمية الإشعاع الشمسي نجد أن قيمة الإشعاع الكلي في محطة ذي قار لشهر كانون الأول للمدة (2012-2023) وصلت الى (20.17 ميكا جول/م²/يوم).

$$RS = \left(0 \cdot 25 + 0.50 \frac{n}{N} \right) Ra$$

$$RS = \left(0 \cdot 25 + 0.50 \frac{6.6}{10.4} \right) 35.7$$

$$RS = (0.565)35.7 = 20.17$$

سادساً : معادلات الموازنة الإشعاعية

تعرف الموازنة الإشعاعية على أنها الفارق بين الإشعاع المكتسب والإشعاع المفقود (المنعكس) من سطح الأرض فإذا كان المكتسب أكثر من المفقود فأن الميزان الإشعاعي (موجب) كما هو الحال في المناطق الحارة الجافة، أما إذا كان المفقود أكثر من المكتسب فأن الميزان الإشعاعي (سالب) كما هو الحال في المناطق الباردة والقطبية، ويتحقق الميزان في حال تساوي كمية الأشعة المكتسبة مع الأشعة المنعكسة، ولمعرفة الموازنة الإشعاعية بشكل أدق يجب معرفة الإشعاع الشمسي الواصل فعلاً لسطح الأرض، إذ أن الأشعة التي تصل لأعلى الغلاف الجوي لا تصل جميعها لسطح الأرض لكونها تتعرض لعمليات التشتت والامتصاص والانعكاس باعتبار أن الغلاف الغازي يحتوي على شوائب عديدة وبخار ماء تعمل جميعها على عكس وتشتيت وامتصاص جزء من الأشعة والجزء المتبقي هو الذي يصل الى سطح الأرض، وعليه يمكن توزيع العمليات التي يتعرض لها الإشعاع الشمسي قبل وصوله الى سطح الأرض :

1- الامتصاص Absorption:

أشرنا سابقاً الى أن الغلاف الجوي يتكون من مجموعة غازات وبخار ماء وشوائب أخرى، بالنسبة لتلك الغازات فإن بعضها لا يؤثر على حركة انتقال الإشعاع الشمسي كغاز النيتروجين والأوكسجين إذ يتغلغل الإشعاع فيهما دون أي تأثير أو عائق، أما غاز الأوزون فله القدرة على امتصاص جزء من هذه الإشعاع وبالتحديد الأشعة فوق البنفسجية التي يمتص معظمها ويسمح لبعضها بالمرور لسطح الأرض، أما بخار الماء والغبار فإن لهما القدرة على امتصاص جزء من الإشعاع الشمسي والاحتفاظ بتلك الطاقة ومنعها من الوصل لسطح الأرض، وبكل الأحوال فإن نسبة الأشعة الشمسية التي تتعرض للامتصاص تقدر نسبتها (69%) وتقسم هذه النسبة ثلاث عوامل الأولى يعود الى الامتصاص بواسطة جزيئات الغبار التي تبلغ نسبتها (17%)، والامتصاص بواسطة الغيوم التي تشكل نسبتها (3%) والامتصاص بواسطة سطح الأرض التي تبلغ نسبتها (49%)⁽²⁵⁾.

2- الانعكاس Reflection:

يقصد بالانعكاس بأنه عودة الأشعة الشمسية الى الفضاء الخارجي دون امتصاصها أو الاحتفاظ بجزء منها، وان كمية الانعكاس تعتمد على نوعية الغطاء أو السطح التي تتعرض له، فالغيوم على سبيل المثال عاكس جيد للأشعة الشمسية خاصة إذ كانت غيوم كثيفة وتمتد لمساحات واسعة، كذلك الحال بالنسبة للأسطح ذات الألوان الفاتحة التي تعكس كمية أكبر من الأشعة بالمقارنة مع الأسطح غامقة اللون أو الأسطح السوداء، ضف الى ذلك الأسطح الملساء تعكس كمية أكبر من الأسطح الخشنة، ويوضح الجدول (2) نسبة انعكاس الأجسام على سطح الأرض، إذ أن أعلى نسبة انعكاس يسجلها الثلج حديث السقوط والبالغة (73-93%) بينما تبلغ نسبة انعكاس الثلج القديم (50-70%) وللغيوم نسبة انعكاس عالية تتراوح بين (70-80%) واقل انعكاس تسجله المياه المتعامدة عليها زاوية سقوط الشمس والبالغة (3-5%)، وبالنهاية يمكن القول أن مجموع انعكاسات التي تتعرض لها الأشعة الشمسية تبلغ (31%) وهذه النسبة تتوزع على ثلاث عوامل منها الغيوم التي تعكس نسبة (19%)، والانعكاس بواسطة الأرض تبلغ نسبته (9%)، والانعكاس بواسطة الانتثار الذي تبلغ نسبته (3%).

3- الانتشار spreading:

أن الأشعة الشمسية المنعكسة بواسطة الغيوم والأسطح الملساء والألوان الفاتحة التي اشرنا لها أعلاه تتجه للانتشار في الغلاف الجوي عند اصطدامها بالشوائب الموجودة في الغلاف الجوي (كالدخان والأترية

والأملاح وبقايا الرماد) فضلاً عن بخار الماء حيث تقوم كل هذه العوامل بنشر الأشعة الشمسية خاصة الأشعة ذات الألوان الزرقاء ولذا تظهر السماء باللون الأزرق الذي نراها عليه كل يوم، ولولا انتشار تلك الأشعة لكن الإشعاع ساطع على المناطق التي يسقط عليها والمناطق المجاورة لها تكون ذات ظلام كامل.

جدول (2) نسبة انعكاس الأجسام على سطح الأرض

ت	المادة	نسبة الانعكاس (%)
1	ثلج حديث السقوط	93-75
2	ثلج قديم	70-50
3	الحشائش	30-15
4	الرمال	25-15
5	التربة	20-7
6	الغابات	10-3
7	الغيوم السمكية	80-70
8	جليد البحر	40-30
9	صحاري ملحية	50-25
10	مسطحات مائية	80-3
11	الشمس عمودية على الماء	5-3
12	الشمس مائلة اقل من 45°	80-50
13	مدن	15
14	محاصيل زراعية	25-15

المصدر : قصي عبد المجيد السامرائي، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2008،

ص37-38.

ووفقاً لما تقدم نجد أن الموازنة الإشعاعية تعتمد على كمية الإشعاع الشمسي الواصل فعلاً لسطح الأرض (الإشعاع قصير الموجة) ثم مقارنته كمية الأشعة المنعكسة من السطح (الإشعاع الأرضي طويل الموجة) وبما أن سطح الأرض غير متساوي من حيث الكمية المكتسبة نتيجة لوجود عدة أقاليم مناخية ولكل إقليم خصائص مناخية ونوعية سطح خاصة به فإنه من الضروري أن يتم التنويه الى اختلاف الموازنة الإشعاعية باختلاف تلك الأقاليم وحسب دوائر العرض التي ترتبط كمية الأشعة المكتسبة فيها تبعاً لحركة الشمس الظاهرية حيث مدة السطوع الشمسي (طول النهار) مع الأخذ بعين الاعتبار نوعية سطح الأرض الذي تسقط عليه الأشعة الشمسية إذ أن انعكاس الأسطح ذات الغطاء النباتي مختلفة عن انعكاس الأسطح الجرداء، انعكاس الأسطح الخشنة مختلفة عن انعكاس الأسطح الملساء، فضلاً عن كمية تغطية السماء الغيوم أو

الغبار أو بخار الماء وغيرها، وهذا ما سنتناوله في العوامل المؤثرة على توزيع الإشعاع الشمسي في نهاية هذا الفصل، ويعبر عن الموازنة الإشعاعية إحصائياً من خلال معادلات عديدة توضح كمية الفارق بين الإشعاع المكتسب والإشعاع المفقود مع الأخذ بعين الاعتبار طبيعة سطح تلك المناطق وما تعكسه من إشعاع ارضي طويل الموجة، من هذا المعادلات هي معادلة (بوديكو Budico)⁽²⁶⁾، الموضحة على النحو الآتي :

$$R = Q(1-a) - E$$

حيث أن :

$$R = \text{الموازنة الإشعاعية.}$$

$$Q = \text{الإشعاع الكلي المباشر والمبعثر.}$$

$$a = \text{الخاصية الانعكاسية الفورية (الالبيدو Albedo) ويؤخذ على أساس كسور العدد الصحيح.}$$

$$E = \text{الإشعاع الفعال الذي يعني الفرق بين إشعاع سطح الأرض الخاص وما يمتصه ذلك السطح من إشعاع معكوس للغلاف الجوي.}$$

كما يمكن أن يعبر عن الموازنة الإشعاعية بمعادلات رياضية أخرى مثل⁽²⁷⁾ :

$$R = (Q+q)(1-a)-E$$

حيث أن :

$$R = \text{الموازنة الإشعاعية}$$

$$Q = \text{الإشعاع العمودي}$$

$$q = \text{الإشعاع المبعثر}$$

$$a = \text{الخاصية الانعكاسية الفورية (الالبيدو) ويؤخذ على أساس كسور العدد الصحيح.}$$

$$E = \text{الإشعاع الفعال الذي يعني الفرق بين إشعاع سطح الأرض الخاص وما يمتصه ذلك السطح من إشعاع معكوس للغلاف الجوي.}$$

ويتم حساب الإشعاع الكلي وفقاً للمعادلة الآتي :

$$Q = Q_0(1-a_n - b_n)^2$$

حيث أن :

$$Q = \text{الإشعاع الكلي}$$

$$Q_0 = \text{الإشعاع الكلي في حال كون السماء خالية من الغيوم.}$$

$$a = \text{معامل إضعاف الإشعاع الشمسي بواسطة السحب واختلاف الظروف الجغرافية.}$$

$$n = \text{درجة الغطاء الغيبي التي تقاس على أساس الكسور العشرية.}$$

$$b = \text{معامل ثابت قليل التغير بالنسبة لكافة العروض الجغرافية.}$$

سابعاً : معادلات لحساب معدل التغير السنوي للإشعاع الشمسي الفعلي والاتجاه العام له

1- حساب معدل التغير السنوي Calculate the annual rate of change

يفيد استخدام معدل التغير السنوي (Annuals Change) في معرفة حجم التغيرات السنوية التي تطرأ على قيم الإشعاع الشمسي في منطقة ما، ويم الاعتماد على المعادلة الآتية لمعرفة هذا التغير⁽²⁸⁾:

$$C = (bi/y) * 100$$

حيث أن :

$$C = \text{معدل التغير السنوي.}$$

bi = معامل الاتجاه، ويتم معرفة هذا معامل الاتجاه العام من خلال معادلة الاتجاه التي تظهر من خلال رسم الشكل البياني باستخدام برنامج (Microsoft Excel) التي تمثل القيمة الأولى من معادلة قيمة معامل الاتجاه.

$$y = \text{المتوسط الحسابي لقيم الإشعاع الشمسي.}$$

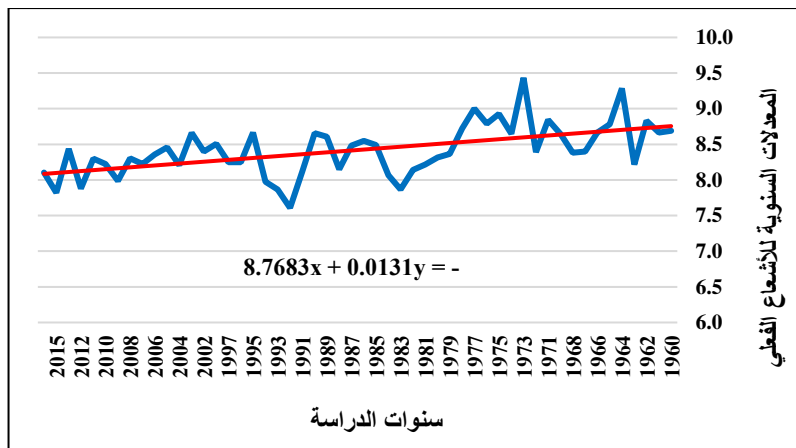
ويمكن أن نأخذ مثلاً تطبيقياً لمعرفة طريقة خطوات تطبيق المعادلة :

مثال// احسب معدل التغير السنوي لقيم الإشعاع الشمسي الفعلي في محطة اعتماداً على بيانات الجدول ادناه؟

جدول (3) المعدلات الشهرية للإشعاع الشمسي الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل
للمدة (2017-1960)

الأشهر	ك2	شباط	أذار	نيسان	مايس	حزيران	تموز	آب	أيلول	ت1	ت2	ك1
المعدل الشهري	4.8	5.8	6.8	7.9	10.1	12.1	12.5	11.6	10.4	8.2	6.5	4.7

شكل (1) الاتجاه العام للإشعاع الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل للمدة (2017-1960)



إذ يكون الحل كالآتي :

$$C = (bi/y) * 100$$

$$C = (0.01/12) * 100$$

$$C = (0.0008) * 100$$

$$C = 0.1$$

يتضح مما سبق أن معدل التغير السنوي للإشعاع الشمسي (ساعة/يوم) في محطة الموصل يبلغ (0.1) خلال المدة (2017-1960).

2- حساب معدل الاتجاه العام

تتناول هذه الفقرة الطرق الإحصائية العلمية لمعرفة الاتجاه العام لقيم الإشعاع الشمسي، وتعد الطرق الإحصائية من الطرق التي لا غنى عنها لمعظم الباحثين الجغرافيين إذا اعتمد في بحثه الأسلوب العلمي،

باعتبارها العصى التي تقود الباحث الى الطريق الصحيح والأكثر دقة، وذلك لما لهذه الطرق من أهمية في تفسير الظواهر الجغرافية التي يدرسها وتوضيح وتحليل النتائج والبيانات والمعلومات التي يحصل عليها، وأن إمكانية تطبيق الطرق الإحصائية مرهوناً بإمكانية التعبير عن الظاهرة المدروسة تعبيراً كمياً (رقمياً) لكونها تبنى أسلوباً موضوعياً محايداً للدراسة⁽²⁹⁾، وقد تم الاعتماد على طريقة الاتجاه العام (Secular Trend) الذي يوضح التغيرات التي تنتاب الظاهرة المدروسة (الإشعاع الشمسي) من خلال الزمن أما زيادتها أو تناقصها أو تعرضها للتذبذب بين زيادة ونقصان⁽³⁰⁾، وفي الاتجاه العام سوف يستخدم عامل الزمن كمتغير مستقل (x) وقيم المدة الزمنية ستكون متغير تابع (y)، فضلاً عن استخدام معادلة الانحدار الخطي البسيط لمعرفة معامل الاتجاه لقيم المدة الزمنية المدروسة.

كما تم استخدام معادلة الانحدار الخطي البسيط (Simple Linear Regression) الذي يمثل أسلوب يمكن بواسطته تقدير قيمة احد المتغيرين بمعلومية قيمة المتغير الآخر، وأن كلمة (بسيط) تعني أن المتغير التابع Y يعتمد على متغير مستقل واحد وهو X، أما كلمة (خطي) تعني أن العلاقة بين المتغيرين (X, Y) علاقة خطية، والهدف من إيجاد معامل الارتباط الخطي البسيط هو التنبؤ والتخطيط فيمكن أن يؤخذ التغير في ظاهرة مستقلة دليلاً على التغير في الظاهرة التابعة⁽³¹⁾، أي اتجاهها العام الذي يسير عليه الإشعاع الشمسي، ويمكن تطبيق الانحدار الخطي البسيط من المعادلة الآتية⁽³²⁾:

$$\hat{y} = B_0 + B_1x$$

ولو أخذنا مثلاً لطريقة احتساب الانحدار الخطي البسيط من خلال بيانات الجدول (3) فأننا نعتبر أن سنة 2007 هي سنة الأساس فيتم تكوين الجدول لغرض معرفة مجاميع المتغيرات التي تكونت من خلال ما يلي:

1- العمود الأول يمثل سنوات الدراسة.

2- العمود الثاني يمثل قيمة (y) التي تمثل المعدلات السنوية للإشعاع الشمسي (ساعة/يوم) في محطة الموصل.

3- العمود الثالث يمثل قيمة (x) التي تمثل تسلسل سنوات العينة بالتدرج من الأدنى الى الأعلى، ومن الجدير بالذكر أن سنة (2007) يكون تسلسلها (0) لكونها سنة الأساس في هذا المثال ويبدأ التسلسل من السنة التي تليها.

4- العمود الرابع يمثل قيمة $(x*y)$ التي يتم الحصول عليها من خلال ضرب قيم العمود الثانيمع قيم العمود الثالث(حاصل ضرب قيم y مع قيم x لكل سنة).

5- العمود الخامس يمثل تربيع قيم (x) .

6- يتم استخراج المجموع الكلي في نهاية كل عمود لغرض استخراج قيم $(B_1 و B_0)$.

ويتم الحصول على B_1 من خلال المعادلة الآتي :

$$B_1 = \frac{n\sum x \times y - \sum x \sum y}{n\sum x^2 - (\sum x)^2}$$

وتم الحصول على نتائج متغيراتها هذه المعادلة وفقاً للجدول (4) :

$$B_1 = \frac{11 * 448.9 - 55 * 89.9}{11 * 385 - (55)^2}$$

$$B_1 = \frac{4937.9 - 4944.5}{4235 - 3025} = \frac{-6.6}{1210} = -0.01$$

جدول (4) المعدل السنوي للإشعاع الشمسي الفعلي (ساعة/يوم) في محطة الموصل وقيم مجموع متغيرات

معادلة الانحدار الخطي البسيط

السنة	المعدل النسوي (y)	قيمة (x)	قيم $(x*y)$	x^2
2007	8.2	0	0	0
2008	8.3	1	8.2	1
2009	8.0	2	16.6	4
2010	8.2	3	24	9
2011	8.3	4	32.8	16

25	41.5	5	7.9	2012
36	47.4	6	8.4	2013
49	58.8	7	8.3	2014
64	66.4	8	7.8	2015
81	70.2	9	8.3	2016
100	83	10	8.1	2017
385	448.9	55	89.9	Σ المجموع

ثم نقوم بعد ذلك بحساب قيمة B_0 من خلال المعادلة الآتية :

$$B_0 = \frac{\Sigma y}{n} - B_1 \frac{\Sigma x}{n}$$

$$B_0 = \frac{89.9}{11} - -0.01 \frac{55}{11} = 8.22$$

وبالعودة الى معادلة الاتجاه العام فإن ناتج المعادلة يكون كالآتي :

$$\hat{y} = 8.22 + -0.01 * 11$$

$$\hat{y} = 8.11$$

وفضلاً عما تقدم فأنتنا يمكن أن نحصل على القيم الاتجاهية لاي سنة من السنوات المختارة في الجدول

(3)، فمثلاً لو أردنا معرفة القيم الاتجاهية لسنتي (2009 ، 2015) نقوم بالتعويض في معادلة الاتجاه بقيم

(x) للعامين أعلاه ثم تخليص القيم من أثر الاتجاه العام باستخدام المعادلة الآتية :

$$\text{القيمة المخلصة من أثر الاتجاه العام} = \frac{\text{القيمة الاتجاهية}}{\text{القيمة الفعلية}} \times 100$$

وتعرف القيمة الفعلية من خلال قيمة (y) الموجودة في الجدول مقابل سنة 2009، إما كيفية الحصول على القيمة الاتجاهية لعام 2009 فنقوم بالتعويض في معادلة الاتجاه العام :

$$\hat{y} = 8.22 + -0.01(2) = 8.2$$

أي أن قيمة الاتجاهية لعام 2009 تبلغ (8.2) وبالعودة لمعادلة تخليص القيمة من اثر الاتجاه العام نجد أن الناتج كالآتي :

$$\text{القيمة المخلصة من اثر الاتجاه العام} = \frac{8.2}{8} \times 100 = 102.5\%$$

أما القيمة الاتجاهية لعام 2015 فيمكن معرفتها من خلال الآتي :

$$\hat{y} = 8.22 + -0.01(8) = 8.14$$

أي أن قيمة الاتجاهية لعام 2015 تبلغ (8.14) وبالعودة لمعادلة تخليص القيمة من اثر الاتجاه العام نجد أن الناتج كالآتي :

$$\text{القيمة المخلصة من اثر الاتجاه العام} = \frac{8.14}{7.8} \times 100 = 104.4\%$$

ثامناً : معادلات لحساب الطاقة الشمسية

قبل التطرق للمعادلات الخاصة بحساب ميل زاوية الألواح الشمسية ينبغي علينا معرفة أهمية استثمار طاقة الإشعاع الشمسي في توليد الطاقة الكهربائية، فضلاً عن الاستخدامات الأخرى كالتدفئة وغيرها وان توجه الإنسان لاستثمار الطاقة الشمسية بشكل خاص وأنواع الطاقة البديلة الأخرى بشكل عام يسهم في الحد من زيادة انبعاث غازات الاحترار العالمي التي تسببت في أكثر مشكلة يعاني منها الغلاف الجوي لكوكب الأرض والذي انعكست آثاره على صحة الإنسان وأنشطته الزراعية والصناعية والتجارية، فضلاً عن امتداد تلك التأثيرات الى الكائنات الحية الأخرى كالحوانات البرية والبحرية والحشرات وحتى الكائنات النباتية

والكائنات الدقيقة، وهذا جزء بسيط لأهمية التوجه للطاقة الشمسية، غير أن استخدام هذه الطاقة له عيوب عديدة منها تنظيف الألواح الشمسية من الغبار التي تتطلب متابعة مستمرة خاصة في البلدان ذات المناخ الصحراوي التي ينشط فيها الغبار العالق والمتصاعد وتكرار العواصف الغبارية، فضلاً عن مشاكل خزن الطاقة والاستفادة منها أثناء الليل أو خلال فترة التغييم التي تعتمد بشكل أساسي على كمية الخزن وطبيعة الاستهلاك والكلفة الاقتصادية التي تتبعها طرق الخزن وغيرها من المشاكل العديدة، وبكل الأحوال نرى توجه العالم اليوم إلى استخدام تلك الطاقة فمهما رافقتها من مشاكل تبقى تلك المشاكل أفضل للبيئة من المشكلات التي تتسبب بها الطاقة الناتج عن الوقود الأحفوري، وفي ما يلي عرض تطبيقي لاهم معادلات حساب الطاقة الشمسية.

1- حساب زوايا ميل الألواح الشمسية Calculating the inclination angles of solar panels

سوف يتم التطرق خلال هذه الفقرة إلى ثلاث محاور وهي :

(أ) حساب أفضل ميل للألواح الشمسية على مدار السنة، والتي تتم من خلال تطبيق المعادلة الآتية :

$$\beta = (0.76 * \text{العرضخط}) + 3$$

فمثلاً لو أردنا حساب زاوية ميل الألواح الشمسية لمشروع ما يقع على دائرة عرض (37° درجة شمالاً) فتكون زاوية الميل كالتالي :

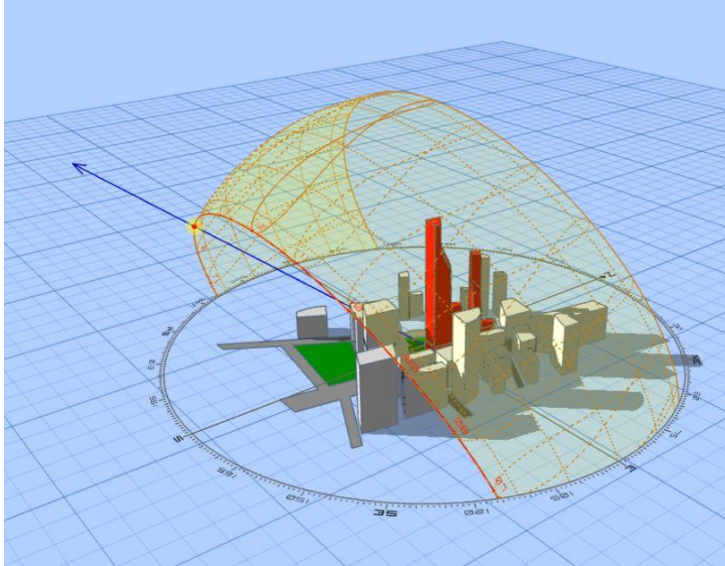
$$\beta = (37 * 0.76) + 3 = 31.12$$

أي أن أفضل زاوية لتثبيت اللوح الشمسي على المشروع تبلغ (31.12°).

(ب) حساب أفضل ميل للألواح الشمسية خلال فصل الشتاء التي تكون فيها زاوية ميل الإشعاع الشمسي أقل مما هي عليه خلال الفصول الأخرى بسبب تعامد الشمس على مدار الجدي خلال هذا الفصل إذ تبلغ الزاوية (35.9°) خلال شهر كانون الأول في مدينة الناصرية كما موضح في الصورة (2)، ويتم الحصول على زاوية ميل الألواح الشمسية من خلال تطبيق المعادلة الآتية :

$$\beta = (0.88 * \text{العرضخط}) + 19$$

صورة (2) زاوية الإشعاع الشمسي في مدينة الناصرية خلال شهر كانون الأول



ولو طبقنا المثال المذكور في الفقرة (أ) على هذه المعادلة لكانت زاوية ميل اللوح الشمسي تبلغ (°51.56) خلال فصل الشتاء، التي تم استخراجها كالآتي :

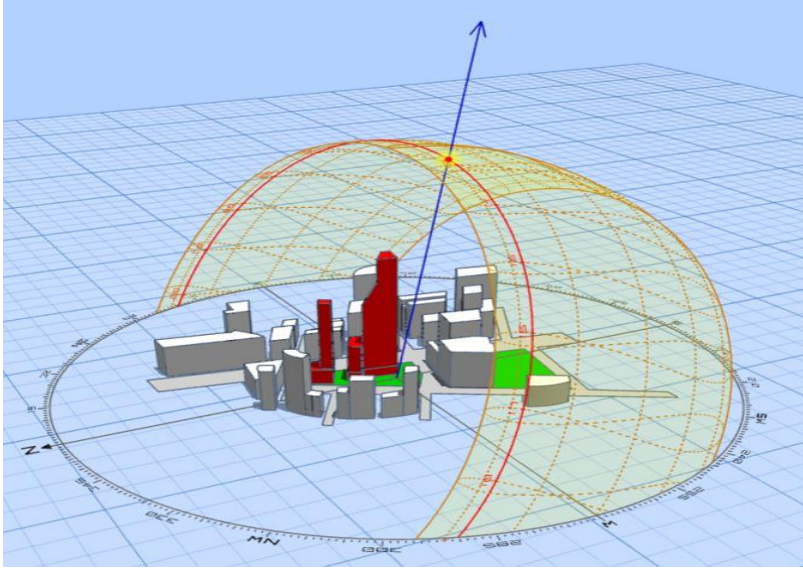
$$\beta = (37 * 0.88) + 19$$

$$\beta = (37 * 0.88) + 19 = 51.56$$

(ج) حساب أفضل ميل للألواح الشمسية خلال فصل الصيف حيث تكون زاوية الإشعاع الشمسي شبه عمودي على مدينة الناصرية بسبب تعامد الشمس على مدار السرطان (نص الأرض الشمالي) إذ تبلغ زاوية الإشعاع (°82.5) خلال شهر حزيران كما موضح في الصورة (3)، ويتم معرفة زاوية ميل تثبيت اللوح الشمسي من خلال تطبيق المعادلة الآتية :

$$\beta = (0.93 * \text{العرضخط}) - 12$$

صورة (3) زاوية الإشعاع الشمسي في مدينة الناصرية خلال شهر حزيران



وأيضاً يمكن أن نطبق المعادلة على المثال نفسه، لتكون زاوية ميل الألواح الشمسية تبلغ (22.41°) التي تم الحصول عليها وفقاً للآتي :

$$\beta = (37 * 0.93) - 12 = 22.41$$

(د) حساب أفضل ميل للألواح الشمسية خلال فصلي الربيع والخريف، فيتم وفقاً لقيمة دائر العرض بمعنى أن درجة العرض هي نفسها تعد أفضل زاوية ميل لتثبيت الألواح الشمسية.

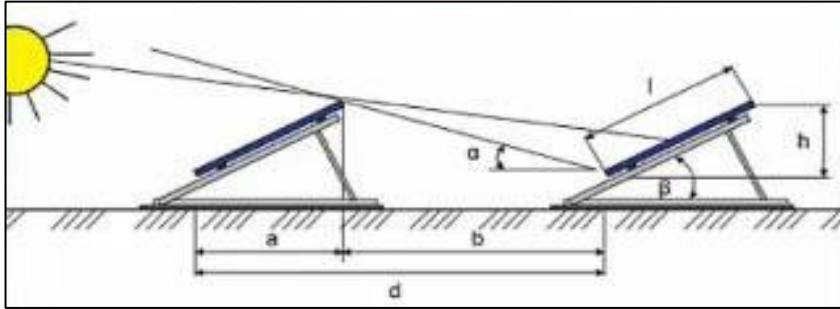
$$\beta = \text{خط العرض}$$

2- حساب المسافة المطلوبة بين صفوف الألواح الشمسية

بعد أن تعرفنا على الزوايا المناسبة لتثبيت الألواح الشمسية بحسب فصول السنة وفقاً لدائرة العرض، سيتم هنا استخدام مجموعة معادلات رياضية لغرض حساب المسافة المطلوبة بين تثبيت كل لوح شمسي وآخر ، كما موضح في الصورة (4)، ومن الجدير بالذكر هنا أن لحساب المسافة ينبغي مراعات امتداد ظل اللوح الشمسي بشكل لا يغطي على اللوح المجاور له، وطول الظل يعتمد على زاوية ميل الإشعاع الشمسي الذي يكون مائل في نصف الأرض الشمالي عند تعامد الشمس على مدار الجدي وبالتحديد في شهر كانون

الأول لذلك سيتم اعتماد زاوية الإشعاع الشمسي في هذا الشهر عند تطبيق المعادلات الرياضية الآتية:

صورة (4) المسافة المطلوب حسابها بين كل لوح شمسي واخر



$$\sin(a) = \frac{h}{J}$$

$$h = J * \sin(a)$$

$$\tan(\beta) = \frac{h}{d}$$

$$d = \frac{h}{\tan(\beta)}$$

$$d = \frac{J * \sin(a) \cos(\text{زاوية الاشعاع الشمسي})}{\tan(\beta)}$$

$$c = J * \cos(a)$$

حيث أن :

β = زاوية سقوط الإشعاع الشمسي.

a = زاوية تثبيت اللوح الشمسي.

J = قياس اللوح الشمسي (مساحة اللوح بالمتر)

مثال: أوجد المسافة المناسبة بين لوح شمسي وآخر لو علمت أن زاوية تثبيت اللوح الشمسي تبلغ (22°) وزاوية الإشعاع الشمسي تبلغ (45°) وقياس اللوحين الشمسيين يبلغان (3.3 متر)؟

الجواب :

$$d = \frac{3.3 * \sin(29) \cos(45)}{\tan(22)} = 2.8$$

وعليه يمكن القول أن المسافة المطلوبة بين لوحين شمسيين تبلغ (2.8 متر) لضمان عدم وصول ظل اللوح الشمسي الى الآخر في كل أيام السنة باعتبار أن هذه القياسات تؤخذ لأدنى زاوية للإشعاع الشمسي والمسجلة في شهر كانون الثانية ولأفضل وقت تشميس (من الساعة التاسعة صباحاً حتى الساعة الثالثة بعد منتصف النهار).

هوامش الفصل :

- 1- Roger G. Barry and Richard J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, Elghth Edltion, Routledge Taylor&francis Group, London and New York, 2003, P32.
- 2- سلام هاتف احمد الجبوري، علم المناخ المحلي، الطبعة الأولى، مكتب دليبر للطباعة والنشر، بغداد، 2024، ص33.
- 3- علي حسن موسى، علم المناخ التحليلي، الطبعة الأولى، مكتبة المجتمع العربي للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2017، ص50.
- 4- قصي عبد المجيد السامرائي، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2008، ص22.
- 5- المصدر نفسة، ص21.
- 6- علي صاحب طالب الموسوي، جغرافية الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار الضيياء للطباعة والتصميم، النجف الأشرف، 2009، ص134.
- 7- Stringer.E.T , Foundations of Climatology, London, 1972, p120.
- 8- رهاد عماد صليوة وظافر رمضان مطر، مقارنة إداء التنبؤ بين بعض الشبكات العصبية الاصطناعية ومنهجية (بوكس-جنكنز) مع التطبيق، المجلة العراقية للعلوم الإحصائية، العدد 28، 2019، ص52.
- 9- خديجة عبد الزهرة ناصر واحمد جاسم الحسان، أستخدم نماذج بوكس-جينكنز للتنبؤ بكميات الإشعاع الشمسي في العراق للمدة (1996-2018) – دراسة تطبيقية محوسبة، مجلة البحوث الجغرافية، العدد 18، ص220.
- 10- محمد عبد الله الجرش، الأساليب الكمية في الجغرافية، الدراس السعودية للنشر والتوزيع، جدة، 2004، ص339.
- 11- حسن علي موسى، الأساليب الكمية في الجغرافية، مطبعة الداودي للطباعة والنشر والتوزيع، دمشق، 2006، ص299-300.

- 12- لطيفة عبد الله، التنبؤ بدرجات الحرارة العظمى لمحافظة دهوك لسنة 2011 باستخدام احد نماذج ARIMA لنظرية بوكس-جينكنز للسلاسل الزمنية، مجلة كلية التربية الأساسية، جامعة المستنصرية، ملحق العدد الثالث والسبعون، 2012، 815-814.
- 13- المصدر نفسه، ص 815.
- 14- محمد عبد الله الجرش، مصدر سابق، ص 351-352.
- 15- D. Yogi Goswami, Principles of Solar Engineering, CRC Press For publishing and distribution, New York, 2015, P76.
- 16- رسول رمضان عتاب، حساب وتحليل كمية الإشعاع الشمسي الكلي الساقط على السطح الأفقي لمدينة الناصرية، مجلة علوم ذي قار، المجلد (2)، العدد(1)، 2010، ص 148.
- 17- قصي عبد المجيد السامرائي، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2008، ص 22.
- 18- علي حسن موسى، علم المناخ التحليلي، الطبعة الأولى، مكتبة المجتمع العربي للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2017، ص 50.
- 19- قصي عبد المجيد السامرائي، مصدر سابق، ص 22.
- 20- يواكيم ويدن ويواكيم منغامر، نظرية الإشعاع الشمسي، ترجمة خلف الله عمر قاسم، اوبسلا، السويد، 2021، ص 15.
- 21- Joakim Widen and Joakim Munkhammar, Solar Radiation Theory, Uppsala University, Sweden, 2021, p 31-33.
- 22- Lunde.P.J, Solar Thermal Engineering-Space Heating and hot Water System, John Wiley and sons, New york, 1980, p37.
- 23- Duffie.J.A and Beckman.W.A, Solar Engineering of thermal Processes, , John Wiley and sons, New york, 1980, p6.

- 24- نبيل شهيد، حساب الإشعاع الشمسي الساعي بمساعدة الحاسوب، مجل الطاقة والحياة، العدد الثالث والعشرون، 2006، ص66.
- 25- سلام هاتف احمد الجبوري، علم المناخ التفصيلي، الطبعة الأولى، مكتبة دليبر للطباعة والنشر، بغداد، 2021، ص42.
- 26- علي عبد الزهرة الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الثانية، مكتب زاكي للطباعة، بغداد، 2018، ص56.
- 27- سلام هاتف احمد الجبوري، علم المناخ المحلي، مصدر سابق، ص39.
- 28- محمد صدقة أبو زيد، التغيرات الحالية للأمطار السنوية في جنوب محافظة الطائف بالمملكة العربية السعودية، مجلة علوم الأرصاد والبيئة وزراعة المناطق الجافة، جامعة الملك عبد العزيز، المجلد (21)، العدد(2)، ص311.
- 29- عماد توما كرش واخرون، علم الإحصاء، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، هيئة التعليم التقني، العراق، 2014، ص11.
- 30- عيسى علي إبراهيم، الأساليب الإحصائية والجغرافية، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية، 1999، ص254.
- 31- أحمد عبد السميع طيبة، مبادئ الإحصاء، الطبعة الأولى، دار البداية للنشر والتوزيع، عمان ، الأردن، 2008، ص119.
- 32- عوض منصور وعزام صبري، مبادئ الإحصاء، الطبعة الأولى، دار صفاء للنشر والتوزيع، عمان، الأردن، 2000، ص229.

الفصل الثاني

الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب درجة

الحرارة

مقدمة :

إن فهم الأثر المباشر وغير المباشر لعناصر المناخ في البيئة والوظائف الفسيولوجية للإنسان ضمن مناخات مختلفة من المواضيع التي تم تناولها بشكل كبير، حيث ظهرت خلال القرن الماضي وفي العقد الأول من القرن الحالي عدد كبير من الدراسات المتنوعة التي تعالج الدور الذي تلعبه الظروف المناخية في التأثير على الإنسان والبيئة وشعوره بالضيق والانزعاج أو الراحة أو النشاط أو العمل، فضلاً عن أن بعض المتغيرات الفسيولوجية والسيكولوجية للإنسان، يتبع البيئة الحضرية له ويتأثر بمدى تلاؤمه مع الوسط الذي يعيش فيه، ومن أبرز المتغيرات غير المناخية التي تؤثر على الإنسان وعلاقته بالظروف الجوية هي الجنس والعمر والحالة الصحية والنفسية ونوع الملابس وتصميمها وطبيعة العمل الذي يقوم به الشخص، وعاداته الغذائية ودرجة تأقلمه مع الوسط الذي يعيش فيه.

تم في هذا الفصل تناول أهم المعادلات الرياضية والإحصائية التي تحسب درجة الحرارة كعنصر مناخي مهم للتأثير على صحة الإنسان وراحته وبيئته، ومن الصعوبة بمكان جمع كل المؤشرات التي تعنى بالحدود الحرارية، لذلك تم تناول أهم المؤشرات الحرارية المؤثرة في جسم الإنسان وتوازنه وإحساسه بالراحة والانزعاج وملاتمة بيئته لكل ذلك.

أولاً : درجات الحرارة (أجهزة قياسها وحساب متوسطاتها والعوامل المؤثرة فيها)

تختلف الحرارة Heat عن درجة الحرارة The Temperature إذ تعني الحرارة شكل من أشكال الطاقة التي بإمكانها جعل الأشياء أكثر حرارة إما درجة الحرارة فإنها تبين لنا حالة تسخين المادة وشدتها ويؤدي فقدان أو إضافة الحرارة إلى رفع أو خفض درجة الحرارة.

1- قياس درجة الحرارة⁽¹⁾ :

توضع مقاييس الحرارة في كشك ستيفنسون وهو صندوق خشبي مثقب بشكل أفقي يرتفع عن الأرض متر ونصف في المحطة وأهم مقاييس الحرارة هي:

أ – مقياس الحرارة العادي (ثيرمومتر) Thermometer: وهو انبوية زجاجية مغلقة منتظمة الشكل مقسمة إلى درجات بالنظامين ويوجد في نهايته مستودع مملوء بالزئبق فعندما ترتفع الحرارة يتمدد الزئبق فيصعد إلى الأعلى وهكذا.

ب - مقياس درجة الحرارة العظمى **Maximum Thermometer**: مقياس يشبه المقياس العادي الا انه يختلف عنه بوجود تخرصر فوق البصلة يمنع رجوع الزئبق عند انخفاض درجات الحرارة ويبقى بذلك عند اعلى حد وصل اليه الزئبق مشيرا الى الحرارة العظمى.

ج - محرارقياس الحرارة الصغرى **Minimum Thermometer**: يستخدم داخل هذا المحرار الكحول بدل الزئبق وذلك لانخفاض درجة انجماده وقلة توتره السطحي ويوجد داخل الانبوب دليل صغير من الزجاج فعندما ينكمش الكحول نتيجة لانخفاض درجات الحرارة يسحب معه المؤشر الزجاجي وعندما ترتفع درجة الحرارة ثانية ينساب الكحول متدفقا الى الاعلى من جوانب المؤشر تاركا اياه في موقعه دون تحرك مؤشرا بذلك الى أوطأ درجة حرارة سجلها.

د - محرار النهايتين العظمى والصغرى (مقياس Six): شكله (U) ويقيس أحد الذراعين العظمى والذراع الاخرى الصغرى.

هـ - المحرار المسجل **Thermo graph**: يسجل الحرارة على ورقة بيانية مثبتة على اسطوانة دوارة فيسجل المؤشر خط بياني يمثل سير الحرارة للفترة التي تمثلها الورقة ويتكون الجهاز من معدنيين مثبتين مع بعضهما ولكنهما يختلفان من حيث معامل تمددهما ويتصل هذا الملف بنظام من العتلات التي تقوم بنقل التغيرات الحرارية الى المؤشر ثم الى الورقة البيانية مسجلا درجات الحرارة ويتم عمل الجهاز ذاتيا فعندما ترتفع درجة الحرارة يتمدد الملف وتنتقل الحرارة الى العتلات ثم الى المؤشر الذي يتحرك الى اعلى واسفل مسجلا بدوره كل ارتفاع وانخفاض في الحرارة على شكل منحني بياني طول ساعات اليوم او ايام الاسبوع . ولبعض المحارير المسجلة ذراعين أحدهما يسجل درجات الحرارة والاخر يسجل الرطوبة النسبية او الضغط الجوي.

و - الترمومتر الحراري ذو المعدنيين : يتكون من سلكين معدنيين مختلفين ملتويين على بعضهما مكونين ضفيرة معدنية فعندما ترتفع درجة حرارة الهواء يتمدد العامود المعدني (الضفيرة) الا ان تمدد المعدنيين في الضفيرة يكون بدرجات متفاوتة ومن ثم ينتج عن ذلك تكوين ثنية او انحناء في السلك المعدني ويمكن ان تترجم هذه الثنية الى قيمة حرارية⁽²⁾، ومن المحارير الاخرى لقياس درجة الحرارة هو الترمستور (المزدوج الكهربائي) وهو محرار قليل الاستعمال وذلك لصعوبة تركيبه وصعوبة الحصول منه على المعلومات الحرارية.

2- حساب المتوسطات الحرارية⁽³⁾:

تحسب المتوسطات الحرارية لليوم والشهر والسنة وهي طرق كثيرة منها

اليوم = مجموع درجات حرارة الهواء خلال 24 ساعة / 24.

و = قراءة الساعات 14,8 و 20 + النهاية الصغرى / 4.

اما للشهر = مجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة خلال ايام الشهر / عدد ايام الشهر.

ونفس الامر ينطبق على المتوسط الشهري للنهائيتين العظمى والصغرى والمدى الحراري الشهري.

اما المتوسط السنوي فيساوي مجموع المتوسطات اليومية لكل ايام السنة / عدد ايام السنة.

ويساوي مجموع المتوسطات الشهرية لدرجة الحرارة خلال السنة / 12.

والمدى الحراري منها يساوي متوسط اعلى شهور الحرارة - اقلها حرارة.

ويساوي مجموع متوسطات المدى الحراري الشهري خلال السنة / عدد شهور السنة.

3- خطوط الحرارة المتساوية Isotherms

وهي خطوط وهمية غير متقاطعة توصل الاماكن المتساوية في المتوسط الحراري اليومي والشهري و السنوي وقبل ان ترسم الخطوط تعدل درجات الحرارة الى مستوى سطح البحر على اساس ان درجات الحرارة تتناقص بالارتفاع 1,5 م لكل 100 م والحكمة من تعديل درجات الحرارة عند استخدامها في رسم خطوط الحرارة المتساوية هي التخلص من تأثير التضاريس على خريطة توزيع الحرارة ويتم هذا التعديل في الخرائط العالمية وليس في الخرائط الاقليمية او المحلية⁽⁴⁾.

4- الشذوذ الحراري

وهو الفرق بين معدل درجة حرارة المنطقة ودرجة حرارة دائرة العرض التي تقع عليها (او هو انخفاض الحرارة بالارتفاع)، فاذا كان معدل حرارة تموز في محطة ما على دائرة عرض 30 = 35 م فان تلك المحطة تتمتع بشذوذ حراري موجب قدره 5 م اما لو كان معدل حرارة المنطقة 25 فإنها ذات شذوذ سالب.

واهم مناطق الشذوذ الحراري على النصف الشمالي هي:-

أ- منطقة الشذوذ الموجب في شمال المحيط الهادي.

ب - منطقة الشذوذ السالب في اواسط امريكا الشمالية.

ويحدث الشذوذ الحراري على مستوى المساحات القليلة نسبيا (500 كم⁵).

5- الانقلاب الحراري A temperature Inversion.

ويحدث في طبقات الجو السفلى وهي عكس القاعدة العامة لتناقص الحرارة بالارتفاع اذ تزداد في هذه الحالة درجة حرارة الهواء بالارتفاع، وهناك عوامل تساعد على حدوث الانقلاب الحراري هي:

أ- برودة الهواء الملامس لسطح الأرض نتيجة لزيادة الإشعاع الأرضي، ويسمى الانقلاب الحراري في هذه الحالة بالانقلاب الحراري الثابت Stable Inversion وأكثر الأماكن التي يحدث فيها هي العروض العليا (المناطق القطبية) وعند الأسطح المغطاة بالثلج حيث يترد الإشعاع الشمسي بشدة فوق الأسطح الثلجية وينجم عن ذلك انخفاض في درجة حرارة الهواء الملامس لهذه الأسطح الثلجية في حين ترتفع درجة الحرارة كلما ارتفعنا إلى أعلى هذه الأسطح وقد يستمر هذا الارتفاع الحراري لمسافة راسية تبلغ عدة مئات من الأمتار.

ب- في حالة حدوث نسيم الجبل أو الوادي حيث ينساب من عند أعالي السفوح الجبلية الهواء العلوي البارد الأكبر كثافة والأثقل وزناً ويتجه هذا الهواء إلى بطون الأودية في حين يندفع الهواء الساخن الأقل كثافة من باطن الوادي إلى أعلى وعلى ذلك ترتفع في هذه الحالة درجة الحرارة كلما ارتفعنا من بطون الأودية إلى المنحدرات العليا وقد استفاد زراع الأشجار المثمرة في مثل هذه المناطق الجبلية من هذه الظواهر الطبيعية حيث يزرعون الأشجار فوق المنحدرات الجبلية وليس في أرضية الأودية النهرية الجبلية.

ج- عند اصطدام كتلتين هوائيتين مختلفتين من حيث الخصائص الطبيعية فينسب الهواء البارد الأكثر كثافة إلى الأسفل في حين يصعد الهواء الساخن الأقل كثافة إلى الأعلى ويطلق على المنطقة الحدية الفاصلة بين هاتين الكتلتين الهوائيتين تعبير الجبهة Front ويعرف معدل الانقلاب الرأسي في درجة الحرارة في مثل هذه الحالة باسم الجبهة المنقلبة Frontal inversion⁽⁶⁾.

6- التغير العمودي (الرأسي) في درجة حرارة الهواء The Lapse rate

لا تتغير حرارة الهواء أفقياً فقط وإنما رأسياً أيضاً ويعود السبب في انخفاض الحرارة عمودياً عن سطح الأرض إلى:

أ- أن الإشعاع الأرضي هو المسؤول عن تسخين الهواء الملامس لسطح الأرض من الأسفل إلى الأعلى.

ب- انخفاض نسبة ذرات الغبار وبخار الماء بالارتفاع نحو الأعلى.

ج- تمدد الهواء الصاعد من سطح الأرض وتخلخله في الطبقات العليا.

ويطلق على معدل انخفاض درجات الحرارة عموديا مع الارتفاع بـ (معدل التبريد الذاتي) Adiabatic cooling ويطلق على هذا المعدل ايضا الهبوط الراسي العام في درجات الحرارة Normal Lapse rate⁽⁷⁾.

وهناك بعض الحالات الشاذة التي تظهر عند دراسة الانخفاض العمودي لدرجة حرارة الهواء فوق مكان معين اذ قد تكون درجة حرارة الهواء متشابهة وهنا يطلق على معدل الانخفاض الفعلي الراسي لدرجة حرارة الهواء تعبير معدل خط الحرارة الراسي المتساوي Isothermal lops rate الا ان مثل هذه الحالات الشاذة لا تظهر الا في مناطق محدودة المساحة جدا في الهواء وخلال فترات قصيرة من الزمن⁽⁸⁾.

7- التغير اليومي لدرجات الحرارة:

بعد ان يغيب الشفق يتوقف تماما انتاج الحرارة ويكون النشاط كله نشاط تصريف للحرارة المنتجة بواسطة الاشعاع وبذلك يستمر الانخفاض في درجات الحرارة طوال الليل ويبدأ الانتاج من جديد في الصباح عندما يتبين الخيط الابيض من الخيط الاسود وفي بادئ الامر يكون بصورة غير مباشرة من الضوء المنعكس في السماء من اشعة الشمس التي لاتزال مختفية وراء الافق الشرقي والذي يعبر عنه بطلوع النهار ثم يكون بصورة مباشرة مع شروق الشمس ومع ذلك فان درجات الحرارة تستمر غالبا في الانخفاض بعض الوقت بعد الشروق، ومع ارتفاع الشمس يزداد معدل الانتاج من الحرارة كما يزداد المقدار المفقود بالإشعاع ولكن المعدل الاول يكون متفوقا ويتوافر منه فائض فتستمر الدرجات في الارتفاع بمعدل سريع ويبلغ التفوق في ذروته في وقت تعامد الشمس ظهرا ولكنه لا يكون مع ذلك الوقت الذي تبلغ فيه الدرجات ذروة ارتفاعها وهذا لان معدل الانتاج يستمر متفوقا على معدل الاشعاع حوالي ساعتين آخرتين او ثلاث فتبقى الدرجات ترتفع الى حوالي الساعة الثانية او الثالثة وبعدها يتفوق الاشعاع على الانتاج فتأخذ الدرجات في الانخفاض مع تزايد ميل اشعة الشمس حتى تبلغ ادناها في صباح اليوم التالي⁽⁹⁾.

8- التغير السنوي لدرجة الحرارة:

تتغير درجات الحرارة من يوم الى اخر خلال ايام السنة الا ان هذا التغير يكون منتظما بسبب دوران الارض حول الشمس ففي النصف الشمالي ترتفع درجة الحرارة تدريجيا من يوم الى اخر اعتباراً من شهر اذار بسبب انتقال الشمس الظاهري نحو السرطان فتزداد الحرارة بسبب زيادة الاشعة المكتسبة والمفقودة الا ان المكتسبة أكثر مما يؤدي الى زيادة درجة الحرارة في جو الارض وتستمر هذه الحالة بعد الانقلاب الصيفي في 21 حزيران عندما تأخذ الشمس بالتحرك ظاهريا نحو الجنوب مبتعدة عن مدار السرطان.

ان أكثر الشهور حرارة لاينطبق والفترة التي تتعامد فيها الشمس على مدار السرطان (شهر حزيران) اذ ان شهري تموز وآب هما أكثر شهور السنة حرارة لان الشمس تبقى قريبة من العمودية في هذين الشهرين وفي هذين الشهرين يحدث توازن بين كمية الحرارة المكتسبة والحرارة المفقودة.

وتستمر الشمس في حركتها الظاهرية نحو الجنوب الى ان تتعامد على خط الاستواء في (23) ايلول ثم تستمر نحو الجنوب الى ان تتعامد في (21) كانون الأول وفي هذه الحالة تكون كمية الاشعاع الشمسي الواصلة الى النصف الشمالي من الكرة الارضية قليلة جدا الا ان ابرد شهور السنة في نصف الكرة الشمالي ليس شهر كانون الاول عندما تكون الشمس على أقصى بعد عن النصف الشمالي وانما شهرا كانون الثاني وشباط اذ يتم فهما التوازن بين كمية الحرارة المكتسبة وكمية الحرارة المفقودة وكلاهما يكون عند ادنى حد لهما⁽¹⁰⁾.

9- تباين درجة الحرارة من منطقة الى اخرى : ويعود ذلك الى مجموعة من العوامل هي:

أ- الموقع بالنسبة لدوائر العرض (تختلف الاشعة حسب ميلان الشمس وذلك يعتمد على دائرة العرض).

ب- توزيع اليابس والماء ويعود الاختلاف بينهما الى:

(1)- الحرارة النوعية للماء اعلى من الحرارة النوعية لليابس، اذ تقدر بثلاثة اضعاف مما هي عليه في اليابس اي ان غم واحد من الماء بحاجة الى ثلاثة اضعاف الحرارة التي يحتاجها رفع حرارة غم واحد من اليابس.

(2)- المياه جسم متحرك فيه تيارات راسية وافقية توزع الحرارة بين اجزاءه حيث تتوغل الى اكثر من 10م بينما في التربة لا تخترق الحرارة اكثر من بضعة سنتيمترات⁽¹¹⁾.

(3) – يتحول الجزء الاكبر من الحرارة التي تصل الى اليابس الى حرارة محسوسة ترفع من درجة حرارة السطح بينما تستغل الاشعة الواصلة الى المسطحات المائية في عملية التبخر.

(4) – وجود بخار الماء فوق المسطحات المائية يجعل الاشعاع الشمسي الذي يصل سطح الماء في النهار قليل.

(5) - ان شفافية المياه تجعل الاشعاع الشمسي الساقط عليه يتوغل الى مسافات بعيدة على عكس السطح اليابس (المعتم).

ج – التيارات البحرية الافقية الباردة والدفينة في تشكيل درجة حرارة الهواء الملامس لأسطحها وتتأثر باختلاف كثافة مياه البحر ونسبة الملوحة واختلاف درجة حرارة المياه البحرية وهكذا تنتقل التيارات البحرية الاستوائية الدفينة (مثل التيار الاستوائي الشمالي وتيار الخليج الدافئ) الى العروض المعتدلة تبعا لارتفاع كثافة مياهها (نتيجة لارتفاع درجة حرارة مياهها ومن ثم تركيز الاملاح فيها وارتفاع كثافتها) في حين تناسب

التيارات القطبية الباردة (مثل تيار لبرادور البارد القادم من المناطق القطبية الى المناطق المعتدلة الدفيئة) وذلك تبعاً لارتفاع كثافة مياهها ويصاحب التيارات البحرية الدفيئة هواء دافئ يلامس سطح مياه البحر في حين يصاحب التيارات البحرية الباردة هواء بارد ينتقل فوق اسطحها مع حركتها الأفقية في البحار والمحيطات وعلى سبيل المثال تبين ان درجة حرارة السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية ترتفع بأكثر من (10)°م عنها في السواحل الغربية الواقعة معها على نفس دوائر العرض وذلك لان السواحل الأولى تتأثر حرارتها بمؤثرات تيار الخليج الدافئ والهواء المصاحب له في حين تتأثر السواحل الثانية بتيار كاليفورنيا البارد والهواء البارد المصاحب له ومن ثم يلاحظ ان خطوط الحرارة المتساوية على السواحل الجنوبية الشرقية للولايات المتحدة الأمريكية تبدو على شكل منحنيات محدبة الشكل في حين تبدو على شكل منحنيات مقعرة الشكل على طول سواحلها الجنوبية الغربية⁽¹²⁾.

د - التضاريس : امتداد السلاسل الجبلية ومنعها من تقدم الكتل الهوائية كما في جبال الالب في أوروبا والهمالايا في اسيا على عكس أمريكا الشمالية التي لا توجد فيها سلاسل جبلية تمتد من الشرق الى الغرب الامر الذي جعلها مفتوحة امام الكتل الهوائية القطبية الباردة

هـ - الرياح والكتل الهوائية التي إذا كانت باردة تخفض درجة الحرارة في المناطق التي تهب عليها والعكس بالعكس⁽¹³⁾.

و - الغطاء النباتي: المناطق المغطاة بالنبات الطبيعي عكس المناطق الجرداء التي تسقط الاشعة الشمسية مباشرة فوق سطح الارض.

ثانياً: نظم قياس درجة الحرارة

إن مفهوم درجة الحرارة بالنسبة لمعظم الناس هو مفهوم بديهي يدركوا من خلاله ما إذا كانت الأجسام "حارة" أم باردة، وباستعراض القانون الثاني للديناميكا الحرارية نجد أن درجة الحرارة مرتبطة بالحرارة، وذلك لأنه من المعروف أن الحرارة لا تتدفق إلا من درجة الحرارة المرتفعة إلى درجة الحرارة المنخفضة في غياب المؤثرات الخارجية، وكلاً من النظرية الحركية للغازات و الديناميكا الحرارية الإحصائية تبينان أن درجة الحرارة مرتبطة بمتوسط طاقة الحركة لجزيئات الغازات المثالية، وبمزيد من الاستفاضة في الديناميكا الحرارية الإحصائية توجد علاقة بين درجة الحرارة و مستويات الطاقة في الأجسام الصلبة و السوائل، وعلى الرغم من أنه لا يتسع المجال للمناقشة كل الجوانب النظرية لمفهوم درجة الحرارة، إلا إنه يمكن ملاحظة

مدى أهميتها في كل فرع من فروع العلوم الجغرافية والفيزيائية؛ و بالتالي ينبغي على الجغرافيين والمهندسين التجريبيين أن يكونوا على دراية بالأساليب المستخدمة في قياس درجة الحرارة.

يوجد مقياسين لدرجة الحرارة، هما المقياس الفهرنهايتي والمقياس السليزيوسي، وتلك المقاييس مبنية على عدد معين من التدرج بين نقطتي تجمد وغليان المياه عند الضغط الجوي القياسي، فمقياس سليزيوس يحتوي على 100 وحدة بين تلك النقطتين، بينما مقياس فهرنهايت يحتوي على 180 وحدة، ويتم تسمية المقياس المطلق لسليزيوس باسم مقياس كالفن، بينما يتم تسمية المقياس المطلق لفهرنهايت باسم مقياس رانكن، و يتم تعريف كلاً منهما على أنهما متوافقين بقدر الإمكان مع مقياس درجة حرارة المطلقة للديناميكا الحرارية، ونقطتي الصفر على كلا المقياسين تمثل نفس الطبيعة الفيزيائية، والنسبة بين مقدارين من درجات الحرارة لهما نفس القيمة، بغض النظر عن المقياس المطلق الذي تم إختياره للتعبير عنهما.

ترموتر الغاز المثالي

إن سلوك الغازات المثالية عند الضغوط المنخفضة هي أساس عمل هذا الجهاز الذي يمكن اتخاذه وسيلة من وسائل المعايرة التجريبية الثانوية. فالصيغة الرياضية التي تعبر عن حالة الغازات المثالية هي كالتالي⁽¹⁴⁾:

$$pV = mRT$$

حيث أن V تمثل الحجم الذي يشغله الغاز، و m تمثل كتلته، و R هو ثابت الغاز المراد دراسته والذي يتم حسابه كالتالي:

$$R = \frac{\mathcal{R}}{M}$$

حيث أن \mathcal{R} هو الثابت العام للغازات، و قيمته هي 8.3145 J/kg.mol.K، و M هو الوزن الذري للغاز المراد دراسته، وبخصوص الترمومتر الغازي فإن له حجم ثابت يتم ملئه بغاز، و بعد ذلك يتم تعريضه لدرجة الحرارة T المراد قياسها، فيقوم الجهاز بقياس ضغط منظومة الغاز الذي يحتويه، و بعد ذلك يتم تعريض نفس هذا الحجم إلى درجة حرارة مرجعية و قياسية، و يتم قياس الضغط عند هذه الظروف القياسية، و طبقاً للمعادلة التالية يتبين أن العلاقة بين عمليتي القياس السابقتين عندما يكون الحجم ثابتاً هي كالتالي⁽¹⁵⁾:

$$T = T_{ref} \left(\frac{P}{P_{ref}} \right)_{const vol}$$

يمكن تقسيم هذه نظم درجات الحرارة إلى:-

1- النظام المئوي او (نظام سلسيوس) (Centigrade or Celsius Scale) :

وهو الاكثر شيوعا نظرا لسهولة استخدامه , وفيه تقسم الفترة الاساسية الى 100 ملم والنقطة السفلى منه هي صفر °م والنقطة العليا فهي 100 °م ولتحويل الدرجات المئوية الى درجات فهرنهايتية يلاحظ ما يلي :

(1) – اذا كان مقدارها فوق الصفر يضرب في 5/9 ويضاف الى ناتج الضرب 32 فمثلا :

$$10^{\circ}\text{م} = 32 + 5/9 \times 10 = 50^{\circ}\text{ف} .$$

(2) – اذا كان مقدارها تحت الصفر يضرب في 5/9 ثم ينظر الى ناتج الضرب اذا كان اقل من 32 طرح من هذا الرقم واشير الى ناتج الطرح بالزائد فمثلا :

$$-10^{\circ}\text{م} = -32 + (5/9 \times 10) = 14^{\circ}\text{ف}$$

اما اذا كان ناتج الضرب اكبر من 32 فان هذا العدد هو الذي يطرح منه ويشار الى الناتج بالناقص فمثلا

$$-40^{\circ}\text{م} = 32 - 5/9 \times 40 = 32 - 72 = -40^{\circ}\text{ف} \text{ (يشير الى الناتج بالناقص فيصيح (- 40 ° ف) (16)).}$$

2- النظام الفهرنهايتي Fahrenheit scale :

تحدد درجة غليان المياه في هذا المقياس 212 °ف ودرجة ذوبان او انصهار الثلج (درجة التجمد عند صفر °م) = 32 °ف وعلى ذلك فان 100 °م = 180 °ف (212 – 32 °ف) ومن ثم 1 °م = 100/180 = 5/6 °ف⁽¹⁷⁾، ولتحويل الدرجة الفهرنهايتية الى درجة مئوية يلاحظ ما يلي:

أ- اذا كان مقدارها اكبر من 32 يطرح منه هذا الرقم ثم يضرب الناتج في 5/9 فمثلا

$$50^{\circ}\text{ف} = 9/5 (32 - 50) = 9/5 \times (9/18) = 10^{\circ}\text{م} .$$

ب – اذا كان مقدارها اقل من 32 واكثر من الصفر يطرح المقدار من 32 ويضرب الناتج في 5/9 ويشار الى ناتج الضرب بالناقص مثلا :

$$14^{\circ}\text{ف} = 9/5 (32 - 14) = 9/5 \times 18 = 32 - 10 = 10^{\circ}\text{م} \text{ (يشير الى الناتج بالناقص فيصيح (- 10 ° م)}$$

ج – اذا كان المقدار صفرا او اقل من الصفر يضاف الى 32 ويضرب الناتج في 5/9 ويشار الى ناتج الضرب بالناقص فمثلا :

0 ° ف = (32 + 0) 9/5 = 9/5 × 9/32 = 5 × 9/32 = 17,8 ويضاف له اشارة السالب فيصبح (- 17,8 م°) ومثلاً:

- 40 ° ف = (32 + 40) 9/5 = 40 ويضاف له اشارة السالب فيصبح (- 40 م°)⁽¹⁸⁾.

3- المقياس المطلق (مقياس كلفن Klevn)

ويرمز له بالرمز K ولدرجته نفس قيمة الدرجة المئوية ولكنه يختلف عن المقياس المئوي في إن درجاته تبدأ من الصفر المطلق الذي يكون - 273 م° ، فمثلاً

$$10 \text{ م}^{\circ} = 10 + 273 = 283 \text{ كلفن} \text{ (19)}.$$

إن قياس درجة الحرارة تعبر عن الجهد الحراري وهي عبارة عن مقياس لمدى برودة أو سخونة أي جسم، كما إنها تعد مؤشراً على مدى حركة الذرات والجزيئات داخل الجسم، وبالتالي القدرة على تحديد الحالة الداخلية له، وعلى العموم تقاس درجة الحرارة في الجملعة الدولية وفق سلالم منها ما يكون بالكالفن (K) وتارة أخرى بالسيلزيوس (C)، فضلاً عن سلالم أخرى ما زالت تستخدم في بعض الدول كسلم الفهرنهايت (F) وسلم رانكن (R)، ويتبين من خلال الجدول (5) العلاقة بين السلالم الشائعة الاستخدام ومعادلات التحويل

الجدول (5) معادلات التحويل بين وحدات درجات الحرارة وفقاً لأبرز السلالم الحرارية

ت	العلاقة بين السلمين	معادلات التحويل
1	كالفن وسيلزيوس	$T(K)=T(C) +273.15$
2	رانكن وفهرنهايت	$T(R)=T(F) +459.67$
3	رانكن وكالفن	$T(R)=1.8 T(K)$
4	فهرنهايت وسيلزيوس	$T(F)=1.8 T(C) +32$

ثالثاً: معادلات لحساب درجة الحرارة

1- معادلة الحرارة أو معادلة الانتشارية أو معادلة توصيل الحرارة (Heat equation) هي معادلة تفاضلية جزئية من الدرجة الثانية تصف التوصيل الحراري وتغير الحرارة في الأجسام، جاء بها لأول مرة عالم الرياضيات الفرنسي جوزيف فورييه في عام 1807، بعد تجارب قام بها حول انتشار الحرارة وبعد نمذجة تطور درجة الحرارة بمتسلسلات مثلثية، سميت منذ حينها بمتسلسلات فورييه.

ومن اجل التفريق بينها وبين درجة الحرارة لا بد من معرفة المعنى الفيزيائي للحرارة ، والمثال المألوف في هذا السياق هو أن الحرارة المختزنة في حوض استحمام مملوء بالماء الدافئ أكبر من الحرارة المختزنة في كوب من الماء المغلي رغم أن درجة الحرارة في الكوب أعلى بكثير من درجة حرارة الماء في الحوض، ولهذه المعادلة استعمال في عدة مجالات من صناعة المحركات مروراً بعلم الأحياء حيث تعرف بمعادلة الانتشارية وحتى الميكانيكا الإنشائية، وهي مرتبطة بكل من (Burgers' equation) ومعادلة شرودنجر.

إن معادلة الحرارة في بعد واحد (x) هي أبسط صيغ المعادلة وتصف معدل تغير الحرارة في قضيب نحيف وطويل لدرجة يمكن حينها غض الطرف عن انتقال الحرارة في بقية الأبعاد نتيجة ضآلة تأثيرها، وتعطى المعادلة بحسب الصيغة التالية وهي مشتقة من قانون فورييه وقانون حفظ الطاقة.

ينص قانون فورييه على أن معدل التدفق الحراري مع الزمن عبر سطح مادة ما A يتناسب مع التدرج الحراري ومع مساحة السطح القائم الذي يعبره عنه بالمعادلة الآتية⁽²⁰⁾:

$$(\partial Q / \partial t) = -k \int_{\Gamma} \nabla T \cdot d\mathbf{s}$$

حيث أن:

$(\partial Q, \partial t)$ = كمية الحرارة المنتقلة في وحدة الزمن W او جول s⁻¹

(S) = السطح الذي يعبره التدفق الحراري، [m²]

2- معادلة الحرارة في بعد واحد (X)⁽²¹⁾: وهي أبسط صيغ المعادلة وتصف معدل تغير الحرارة في قضيب نحيف وطويل، ويمكن حينها غض الطرف عن انتقال الحرارة في بقية الأبعاد نتيجة لضآلة تأثيرها، وتعطى المعادلة وفقاً للصيغة الآتية وهي مشتقة من قانون فورييه وقانون الطاقة:

$$(\partial u / \partial t) = (k / c_p P) (\partial^2 u / \partial x^2)$$

حيث أن :

a = (k / c_p P) تمثل الانتشارية الحرارية

3- المعادلة في وسط متجانس ثلاثي الأبعاد: إن معادلة الحرارة للدالة هي (x,y,z,t) وتصاغ حسب الصيغة الآتية⁽²²⁾:

$$(\partial / \partial t) u - a \Delta u = 0,$$

حيث Δ رمز مؤثر ويسمى رمز (لابلاس)

$a =$ رمز الانتشارية الحرارية للوسط

4- المعادلة في وسط لا متجانس : مثال ذلك جسم الانسان حيث تختلف الخواص الحرارية للجلد عن الخواص الحرارية في العضلات عنها، وفي الاحشاء عنها، وفي الدم عنها، وفي السوائل الموجودة في الجسم عنها، تأخذ الصيغة الآتية⁽²³⁾:

$$(\partial/\partial t)u - a \Delta u = f(x, y, z, t)$$

حيث $f(x, y, z, t)$ دالة معطاة، وحين تكون مشتقة الدالة u بالنسبة للزمن حيث

$$(\partial/\partial t)u = 0$$

فإن المعادلة تأخذ شكل معادلة بواسون.

5- الانتشارية الحرارية⁽²⁴⁾: تعطى بالصيغة التالية:

$$a = (K/PC_p)$$

حيث أن :

$K =$ ثابت التوصيل الحراري، وفقاً لنظام الوحدات الدولي وحدة : واط / متر.كلفن

$P =$ الكثافة (كغم / متر مكعب)

$C_p =$ سعة الحرارة النوعية (جول / كغم. كلفن)

رابعاً: الاعتلاج أو القصور الحرارية

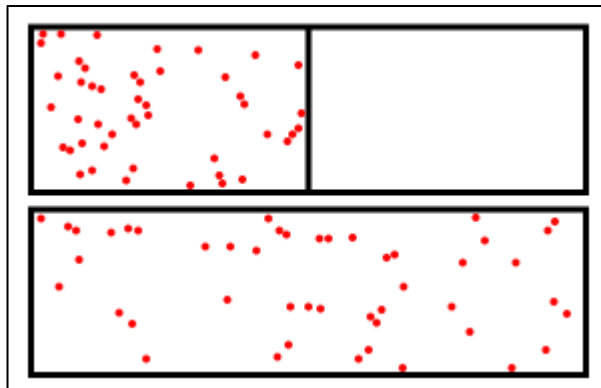
تعرب إلى الإنثروبية أو الأنطروب، وأصل الكلمة مأخوذ عن اليونانية ومعناها تحول، وهو مفهوم هام في التحريك الحراري، وخاصة للقانون الثاني الذي يتعامل مع العمليات الفيزيائية للأنظمة الكبيرة المكونة من جزيئات بالغة الأعداد ويبحث سلوكها كعملية تتم تلقائياً أم لا ينص القانون الثاني للديناميكا الحرارية على مبدأ أساسي يقول أي تغير يحدث تلقائياً في نظام فيزيائي لا بد وأن يصحبه ازدياد في مقدار (إنثروبيتته)⁽²⁵⁾.

يميل أي نظام مغلق إلى التغير أو التحول تلقائياً بزيادة أنتروبيتته حتى يصل إلى حالة توزيع متساو في جميع أجزائه، مثل تساوي درجة الحرارة، وتساوي الضغط، وتساوي الكثافة وغير تلك الصفات في نظام ما. وقد

يحتاج النظام المعزول للوصول إلى هذا التوازن بعضاً من الوقت، مثال على ذلك إلقاء قطرة من الحبر الأزرق في كوب ماء؛ إذ يلاحظ أن قطرة الحبر تذوب وتنتشر رويدا رويدا في الماء حتي يصبح كل جزء من الماء متجانسا بما فيه من الحبر والماء، فنقول أن إنتروبية النظام تزايدت (أي زادت العشوائية فيه، فلا يوجد به منطقة عالية التركيز وأخرى منخفضة التركيز، أي إن توزيع الحبر في الماء متساو). وهذا معناه أن مجموع إنتروبية نقطة الحبر النقية + إنتروبية الماء النقي تكون أقل من إنتروبية النظام «حبر ذائب في ماء»، وماذا عن عكس العملية؟ أي محاولة فصل الحبر الذائب عن الماء، فهذه العملية يتبعها خفض لأنتروبيا النظام، وكما نعرف هذا لا يسير وحده طبيعياً؛ فلم يرى في الطبيعة أن يتجمع الحبر ثانياً ويحتل جزءاً منفصلاً في كوب الماء، ولكنبدأء شغل يمكن فصلهما ثانياً عن بعض، مثل تسخين المخلوط وتقطيره مثلاً، ويعني ذلك أن خفض الإنتروبيا لا يتم إلا باستخدام طاقة خارجية، ألا وهي التسخين والتقطير، وهذا مثلاً ما يستعمل في تحلية المياه لفصل الملح عن ماء البحر وإنتاج ماءً عذباً، ومثال آخر طبيعي إذا وقع كوب زجاجي من أعلى المنضدة على الأرض فإنه يتحطم تماماً، أي تكون إنتروبيتة الكوب قد زادت، فإذا إردنا إعادة الكوب إلى أصله السليم ثانياً (وهذا لا يحدث ذاتياً في الطبيعة، فإنه لا بد وأن يزاول شغل على النظام؛ بمعنى تجميع قطع الزجاج المنكسر، ثم صهره في فرن ثم صب الزجاج المنصهر في قالب من جديد، فيتم الحصول على الكوب سليم ثانيةً، من هنا اتخذت صفة الإنتروبيا للنظام في الطبيعة أهميتها، فهي تحدد اتجاه سير عملية ما طبيعي⁽²⁶⁾.

هنالك تجربة تسمى تجربة (جاي لوزاك) وتتمثل في إنه بعد إزالة الحائل يشغل الغاز الحجم بالكامل. وبذلك تزيد إنتروبية النظام: أي زيادة هرجلة الذرات، وقد أصبح للإنتروبيا كأحد الصفات الطبيعية للنظام أهمية من خلال علاقة الإنتروبيا بتحول الطاقة الحرارية إلى شغل ميكانيكي، فهي تلعب دوراً هاماً في تحديد كفاءة آلات، مثل محرك الاحتراق الداخلي ومحرك الديزل وغيرها، انظر الشكل (2).

الشكل (2) تجربة جاي لوزاك



ولوصف مدلول الإنتروبيا يفترض المثال المذكور أعلاه وهو مثال الماء ونقطة الحبر الذائبة فيه فيتبين أن اختلاط نقطة الحبر بالماء سهل ويتم طبيعياً، أما إذا أردنا فصل نقطة الحبر ثانياً عن الماء ليصبح لدينا ماء نقي وحبر نقي فتلك عملية صعبة ولا تتم إلا ببذل شغل. فنقول أن حالة المخلوط له إنتروبيا كبيرة، بينما حالة الماء النقي والحبر النقي فهي حالة يكون أنتروبيتها منخفضة.

ويصادف الانسان مثل تلك العملية عمليات يومية كثيرة مثل فصل السكر عن محلول قصب السكر، إذ يتم ذلك عن طريق تبخير المحلول، أي بتسخين المحلول وبذل شغل، أي بذل طاقة، لفصل السكر عن الماء. وأيضا الكمون الكيميائي ضمن أي نظام فيزيائي أو كيميائي يميل تلقائياً إلى خفض الطاقة الداخلية للنظام إلى أقل ما يمكن، لكي يصل النظام لحالة من التوازن الإنتروبي وهو مقدار تقدم عملية التحول والتوازن هذه.

تتحول الطاقة من صورة إلى أخرى ولكنها لا تستهلك، أي لا تفتنى، فمثلاً يمكن للطاقة أن تتحول إلى شغل ديناميكي أو إلى حرارة وهذا ما ينص عليه القانون الأول للديناميكا الحرارية وكذلك ما ينص عليه قانون بقاء الطاقة (خلال عمل محرك يعمل بالبنزين فإنه يستخدم الطاقة المخزونة في الوقود في تحريك السيارة (شغل ميكانيكي) ويترد بعض الحرارة مع غاز العادم، ونظراً لأن حركة أجزاء السيارة وحركة السيارة نفسها تتحول بالاحتكاك إلى حرارة، فتكون الطاقة التي كانت أصلاً مخزونة في الوقود تتحول أخيراً إلى حرارة تنتشر في الجو، بصرف النظر عن تحول بعضها إلى طاقة الوضع كصعود جبل أو طاقة خزنت بعضها في بطارية السيارة، وهذا معناه أن الطاقة لا تفتنى وإنما (تتحول) من صورة إلى أخرى، لهذا تكون الحاجة إلى كمية تعرف بـ(إمكانية إنتاج شغل) من الطاقة حيث أن كمية الطاقة وحدها لا تعطي كمية الشغل المستفاد من الطاقة⁽²⁷⁾.

فعلى سبيل المثال يوجد في محيطات العالم طاقة مخزونة هائلة، ولكن نظراً لأن درجة حرارة البحار تساوي تقريباً درجة حرارة الجو، فلا يمكننا الاستفادة من الطاقة المخزونة في البحار، لهذا يصبح من المناسب طبقاً للمعادلة الآتية⁽²⁸⁾:

$$ds = (\ominus Q_{rev}/T)$$

$$T \cdot \Delta S = \text{فرق الانتروبي}$$

$ds =$ التغير الانتروبي، وهو عبارة عن نسبة الحرارة المنتقلة (ΘQ) بين وسطين إلى درجة الحرارة المطلقة (T).

$Q_{rev} =$ التغير في كمية حرارة النظام

$T =$ درجة الحرارة

صاغ العالم رودولف كلاوسوس معادلة الإنتروبيا هذه وتبين له أنه يمكن تحويل كمية من الحرارة إلى شغل ميكانيكي خلال دورة حيث تنتقل الحرارة من درجة حرارة عالية إلى وسط ذو درجة حرارة منخفضة، وأنه كلما زادت درجة الحرارة الابتدائية في آلة كلما زادت كمية الشغل المكتسبة من فرق درجتي الحرارة الابتدائية والنهائية.

خامساً: درجة الحرارة كمؤشر للصحة والراحة والانزعاج:

1- فقدان الحرارة في جسم الانسان: يعرف التوازن الحراري لجسم الانسان بأنه الفرق بين المدخلات والمخرجات الحرارية التي تتمثل باجمالي اكتساب وإنفاق الطاقة بين الجسم البشري والبيئة المحيطة، إذ إن الانسان يحتاج للحفاظ على توازن حرارة جسمه إلى درجة حرارة ثابتة لأنسجة الجسم تبلغ (37)، ويمثل التغير في هذه الحرارة ببضع درجات خطراً يهدد صحته بل وحياته⁽²⁹⁾. وتعتمد كمية الحرارة المنقولة من الجسم إلى البيئة المحيطة على عوامل مختلفة منها (درجة حرارة الجسم نفسه، تدرج ضغط بخار الماء، مساحة سطح الجسم الفاقد، ومقاومة التدفق الحراري كقوة عزل الملابس).

ويمكن أن يسبب الوجود في بيئة باردة جداً، أو وجود اضطرابات معينة، أو عدم القدرة على التحرك، زيادة في خطر الضرر الناجم عن نقص درجة حرارة الجسم إذ يحدث ما يأتي⁽³⁰⁾:

أ- يرتجف الشخص في البداية أو في وقت لاحق، ويفقد الوعي.

ب- يمكن أن يؤدي الحصول على الدفء والجفاف إلى التعافي، إلا إذا كانت درجة حرارة الجسم منخفضة جداً.

ج- إذا كانت درجة حرارة الجسم منخفضة جداً، قد يقوم الأطباء بتدفئة الشخص الأوكسجين الساخن والسوائل الساخنة التي تُعطى عن طريق الوريد أو تمرر إلى المثانة، أو المعدة، أو تجويف البطن، أو تجويف الصدر من خلال أنابيب بلاستيكية، كما يوفر الأطباء الحرارة إلى خارج الجسم أيضاً.

د- قليلاً ما يجري التبليغ عن حالات انخفاض درجة الحرارة (hypothermia)، وقد تحدث في حالات نادرة بدوافع إجرامية أو انتحارية، كما يزيد نقص حرارة الجسم من خطر الموت في المرضى المصابين بالاضطرابات

القلبية والوعائية والعصبية.

يحدث انخفاض حرارة الجسم عندما يفقد الجسم من الحرارة أكثر مما يمكن تعويضه بزيادة كمية الحرارة التي يولدها الجسم من خلال ممارسة الرياضة أو عن طريق زيادة الاحتراق أو الدفء من مصادر خارجية، مثل النار أو الشمس، وتزيد الرياح من فقدان الحرارة، وكذلك الجلوس أو الاستلقاء على سطح بارد أو الغمر أو الانغمار في الماء قد يسبب الغمر المفاجئ في الماء البارد جدا انخفاضا مميتا لحرارة الجسم خلال (5) إلى (15) دقيقة، ولكن، فقد نجا عدد قليل من الأشخاص، ومعظمهم من الأطفال الرضع والأطفال الصغار، بعد (1) ساعة من الغمر التام في الماء المثلج، ويمكن للصدمة أن توقف جميع الأجهزة العضوية، لحماية الجسم بشكل رئيسي (انظر تأثيرات الغمر في الماء البارد)، كما قد يحدث انخفاض حرارة الجسم أيضا بعد التعرض لفترة طويلة للماء البارد باعتدال فقط، والأشخاص الأكثر تعرضا للخطر هم أولئك الذين يستلقون بلا حراك في بيئة باردة - مثل الأشخاص الذين لديهم سكتة دماغية أو نوبة صرعية أو الذين هم فاقدو الوعي بسبب التسمم الكحولي، أو أولئك الذين لديهم انخفاض مستوى السكر في الدم (الغلوكوز) ، أو الذين لديهم إصابة ما، وبما أنهم لا يتحركون، فهؤلاء الأشخاص يولدون حرارة أقل وهم غير قادرين على مغادرة البيئة الباردة أيضا.

تشتمل الأعراض الأولية لانخفاض درجة حرارة الجسم على الارتجاف الشديد واصطكاك الأسنان، ومع انخفاض درجة حرارة الجسم أكثر يحدث مجموعة من الاعراض منها:

✚ يتوقف الارتجاف.

✚ وتصبح الحركات بطيئة وخرقاء.

✚ ويصبح رد الفعل أطول.

✚ والتفكير غير واضح.

✚ والمحاكمة ضعيفة.

عندما يتوقف الارتجاف، يصبح الأشخاص أكثر بطئا، وينزلقون إلى الغيبوبة، وتصبح معدلات ضربات القلب والتنفس أبطأ وأضعف، إذا كانت هذه المعدلات بطيئة جدا، قد يبدو أن الشخص ليس لديه علامات على الحياة (لا نبضات القلب أو محاولات للتنفس)، على الرغم من أن القلب بضرب بشكل ضعيف جدا، وفي نهاية المطاف، يتوقف القلب، وكلما كانت درجة حرارة الجسم أقل، كلما زادت مخاطر الوفاة، وقد تحدث

الوفاة عند درجة حرارة للجسم أقل من 88° فهرنهايت (حوالي 31° درجة مئوية)، ولكن من المرجح أن تحدث عند أقل من 83° فهرنهايت (حوالي 28° درجة مئوية).

ترك الشيخوخة أثرا على قدرة الجسم على التكيف مع البرد، فمع الشيخوخة يصبح الجسم أقل كفاءة في الارتعاش وفي تحويل الدم بعيدا عن سطح الجسم، كما أن طبقة الدهون تحت الجلد مباشرة تترقق أيضا، لذلك يكون هناك عزل أقل لمنع فقدان الحرارة، ويمكن أن تجعل الاضطرابات (مثل أمراض القلب والأوعية الدموية، وهي أكثر شيوعًا في كبار السن) الجسم أقل كفاءة في الارتعاش وتحويل الدم، وتجعل الأشخاص أقل قدرة على التعويض عن وطأة انخفاض حرارة الجسم، كما تنخفض قدرة الجسم على إنتاج الحرارة أيضا بسبب بعض الاضطرابات التي تؤثر في كبار السن عادة، مثل قصور الغدة الدرقية (ضعف الغدة الدرقية). ويكون الشخص الذي هو أقل قدرة على التحرك، بسبب إصابة أو اضطراب مثل السكتة الدماغية أو التهاب المفاصل، في خطر أكبر للبرودة الخطيرة أيضا، لأن نقص الحركة يولد نشاطا عضليا أقل إنتاجا للحرارة، ويؤدي الكحول وبعض الأدوية، مثل مضادات الاكتئاب، إلى زيادة الخطر أيضا.

علاج فقدان حرارة الجسم

- تجفيف وتدفئة الجسم من الخارج، عن طريق إزالة الملابس الرطبة واللف بالبطانيات الدافئة
- تدفئة الجسم من الداخل، عن طريق تدفئة الهواء للتنفس واستخدام السوائل الدافئة

أما خارج المستشفى في المراحل المبكرة من انخفاض درجة الحرارة، يمكن أن يؤدي تجفيف الجسم، وتغيير الملابس إلى ملابس دافئة وجافة، والتغطية بالبطانيات الدافئة، وشرب المشروبات الساخنة، إلى التعافي، أمّا في الأشخاص الفاقدي الوعي، فمُنِع المزيد من فقدان الحرارة يكون عن طريق لفهم في ببطانية جافة ودافئة، وإذا أمكن، إزالة الملابس الرطبة بلطف ونقلهم إلى مكان دافئ، مع إجراء ترتيبات للنقل الفوري إلى المستشفى، ولا يُنصَح بالإنعاش القلبي الرئوي CPR خارج المستشفى، ولاسيما من قبل المارّة، إذا كان هناك أيّ علامات على الحياة، والتي قد يكون من الصعب جداً اكتشافها فعلى سبيل المثال، قد يكون من الصعب، وخاصة بالنسبة للأشخاص غير المدربين، كشفُ التنفُّس الضعيف جداً وضربات القلب الخافتة، وفي كثير من الأحيان، حتى لو لم يكن هناك نبض يمكن أن يشعر به ولا يمكن أن تُسمع نبضات القلب، قد يكون القلب في حالة نبضان، كما يجب التعامل مع الشخص شديد الانخفاض في درجة الحرارة بلطف أيضاً، لأن الهز المفاجئ قد يسبب عدم انتظام ضربات القلب (اضطراب نظم القلب) الذي يمكن أن يكون قاتلاً.

ولغرض حساب فقدان الحرارة من الجسم تستخدم المعادلة الآتية⁽³¹⁾:

فقدان الحرارة = التدرج الحراري × مساحة السطح / المقاومة

ولبيان معدل الطاقة الأيضية المتولدة اثناء القيام ببعض الأنشطة المختلفة ينظر الجدول (6).

الجدول (6) معدل الطاقة المتولدة اثناء القيام ببعض الأنشطة المختلفة

(كيلو/ساعة / م²/ ساعة)

نوع النشاط	MET	كيلو/ ساعة / م ² / ساعة	نوع النشاط	MET	كيلو/ ساعة / م ² / ساعة
النوم	0.7	40	الطهي	2.0-1.6	115-95
استرخاء	0.8	45	سياقة الطائر القتالية	2.4	140
الجلوس بدون عمل	1.0	60	سياقة المركبات الثقيلة	3.2	185
الوقوف بدون عمل	1.2	70	سياقة الطائرة في حالة الهبوط	1.8	105
السير بمعدل (3.2) كم/ساعة	2.0	115	تنظيف المنزل	3.4-2.0	200-115
السير بمعدل (4.3) كم/ساعة	2.6	150	الجلوس وتحريك الأطراف بثقل	2.2	130
السير بمعدل (6.4) كم/ساعة	3.8	220	النشر بمنشار	1.8	105
القراءة جليوساً	1.0	60	يعمل كهربائي	2.4-2.0	140-115
الكتابة	1.0	60	حمل ثقيل بحدود (50) كغم	4	235
في حالة الطباعة	1.1	65	العمل بالمعول والمسحاة	4.8-4	280-235
عمل مكتبي جالساً	1.2	70	الرقص	4.4-2.4	-140 255
عمل مكتبي واقفاً	1.4	80	تمارين رياضية	4.0-3.0	235-175
التجوال في المكتب	1.7	100	لعب التنس الفردي	4.0-3.6	270-210
حمل وحزم ملفات	2.1	120	لعب كرة السلة	7.6-5.0	440-290
سياقة السيارة	2-1	115-60	المصارعة	8.7-7.0	505-410
سياقة الطائرة	1.2	70			

المصدر: Ashrae – 55, 2004. Thermal Environment Conditions for Human Occupancy.

ASHARAE

2- الموازنة الحرارية لجسم الانسان:

يتمثل المخزون الحراري بإنتاج الحرارة منقوصاً منه فقدان الحرارة، وهذا معناه إن المخزون الحراري داخل جسم الانسان يساوي الحرارة المكتسبة (بشقي الوسائل) زيادة على معدل الأيض أي العمليات الحيوية منقوصاً منه العمل الخارجي وهي (الأنشطة والأعمال التي يقوم بها الانسان) وكذلك منقوصاً منه الحرارة المفقودة عن طريق التوصيل والاشعاع والحمل والتبخير وعمليات التنفس⁽³²⁾.

تكتب معادلة الموازنة الحرارية لجسم الانسان بالطريقة الآتية⁽³³⁾ التي تمثل الحرارة المكتسبة الجانب الأيسر فيما بينما يمثل الجانب الأيمن فقدان الحرارة، فضلاً عن إن جميع القيم يعبر عنها ب(كيلو سعرة/ م²)

$$M - W = R + C + E + K + S$$

حيث إن

M = الحرارة المولدة والنتيجة من التفاعلات الحيوية داخل الجسم عن طريق أكسدة الأنزيمات الموجودة في خلايا الجسم.

W = العمل المنجز بوحدة الطاقة المكافئة.

R = مقدار التبادل الحراري الصافي، وذلك معناه التوازن بين انبعاث الموجات الشمسية الطويلة (الأشعة تحت الحمراء) وبين امتصاص كل من الجسم البشري والأجسام الصلبة الأخرى (الموجات الشمسية القصيرة) والسماء.

C = الحرارة المفقودة بالتوصيل والحمل الحراري ومن ضمنها حرارة الزفير المحسوسة.

E = الحرارة المفقودة بالتبخير من التعرق المحسوس وغير المحسوس وتبخير الماء أثناء الزفير.

K = الحرارة المفقودة عن طريق التوصيل.

S = معدل المخزون الحراري داخل جسم الأنسان.

ويعبر عن المعادلة السابقة بمعادلة أخرى تسمى معادلة (لانديسبرج) وصيغتها الرياضية هي⁽³⁴⁾:

$$M - W - E - R - C - K = 0$$

فإذا كان ناتج جمع وطرح هذه العناصر الخمسة لا يساوي صفراً فإن الجسم سيكون إما فاقداً أو مكتسباً للحرارة ومعنى ذلك إن مخزون حرارته، أما في نقصان أو زيادة، ويتضح ذلك من خلال المحورين الآتيين:

أ- إذا كان إنتاج الحرارة داخل الجسم (بمعدل العمليات الأيضية) أعلى من مجموع جميع قيم الحرارة المفقودة فستكون النتيجة موجبة، وهذا معناه زيادة حرارة الجسم وأصبح بحاجة إلى عمليات التبريد الاصطناعي.

ب- إذا كان المخزون الحراري سالباً فهذا معناه إن المفقود من الحرارة أعلى مما ينتج مما يعني إن الجسم أبرد من الطبيعي.

3- درجة الحرارة الفعالة (ET) (Effective Temperature):

تعد درجة الحرارة الفعالة إحدى القرائن (indices) المستخدمة للدلالة على راحة الإنسان في ظروف حرارية معينة⁽³⁵⁾، باعتبار أن درجة الحرارة أول ما يحس بها الإنسان من العناصر المناخية، وأن أول من أدخل مفهوم درجة الحرارة الفعالة هما العالمان (هوغنت) (Houghten) و(ياغلو) (Yahlou) على أساس درجة الحرارة والرطوبة في حالة كون الهواء ساكناً (معدل سرعة الرياح دون 2 م/ثا) ومشبعاً ببخار الماء وبمعنى آخر تتباين نتيجة العلاقة بين درجة الحرارة والرطوبة النسبية من جهة وارتياح الإنسان أو انزعاجه من جهة أخرى^(*).

وفي عام (1973) وضع العالم جفني (Gaffney) سلماً تصنيفياً لنوع الراحة التي يشعر بها الإنسان والموافقة لدرجة الحرارة الفعالة⁽³⁵⁾، ومن خلال الجدول (7) يتبين شعور الإنسان بعدم راحة شديدة عندما تبلغ درجة الحرارة الفعالة أكثر من (28 م°) في حين تكون الراحة انتقالية ما بين عدم الراحة والراحة بحيث يتمتع الإنسان بمناخ دافئ عندما تبلغ درجة الحرارة الفعالة ما بين (25 - 27) م° في حين يشعر براحة انتقالية ما بين الراحة وعدم الراحة ذات مناخ بارد، عندما تبلغ درجة الحرارة الفعالة ما بين (15-17 م°)، ويكون شعوره بعدم الراحة عندما تكون درجة الحرارة الفعالة أقل من (15 م°) وذلك بسبب الانخفاض الشديد بدرجات الحرارة.

الجدول (7) الحدود التصنيفية لسلم جفني للراحة

درجة حرارة فعالة م°	نوع الراحة	درجة حرارة فعالة م°	نوع الراحة
فوق 28	عدم راحة شديدة	25-17	راحة
28-27	عدم راحة	17-15	انتقالي بين راحة وعدم راحة
27-25	انتقالي بين عدم الراحة والراحة (دافئ)	أقل من 15	عدم راحة

المصدر: Hobbs J.E Applied Climatology, London, 1980, p.p. 65-66

في حين يشعر الإنسان بالإجهاد عندما تأخذ درجات الحرارة الفعالة بالارتفاع حتى تصل الى (31م°) هذا من جهة، ومن جهة اخرى تشكل درجة الحرارة (35م°) الحد الأعلى لتحمل الانسان، وفق ذلك يتعرض الإنسان الى المخاطر الصحية وعكس ذلك يشعر الإنسان بالانزعاج وعدم الراحة إذا ما تدنت درجة الحرارة الفعالة الى (15م°) فيلجأ الإنسان الى تعويض ذلك بلباس مناسب عند تعرضه لمثل تلك الحالة ومن المتعارف عليه لأن إحساس الإنسان بالبرودة أو الدفء ومن ثم بالراحة أو عدمها يختلف باختلاف الاقليم المناخي سواء ان كان اقليم بارد أو حار الذي يعيش فيه بدون شك، فيختلف احساس السكان الذين يعيشون في الاماكن الباردة (كالاسيكمو) مثلاً عن احساس السكان الذين يعيشون في الاقاليم المعتدلة أو الدافئة⁽³⁶⁾. إن البيئات التي لديها قيمة (ET) متساوي تثير استجابة حيوية متشابهة حتى وإن كانت قيم درجات الحرارة والرطوبة مختلفة طالماً لديهما سرعة الرياح نفسها، ويتم استخراجها بالمعادلة الآتية⁽³⁷⁾:

$$ET = DET - 0.4 \times (DET - 10) \times (1 - (RH/100)) \text{ in } C^{\circ}$$

حيث إن

DBT = درجة حرارة المحرار الجاف.

RH = الرطوبة النسبية.

هنالك معادلة جديدة بهذا الخصوص هي معادلة درجة الحرارة الفعالة الجديدة (New Effective Temperature ET) وقد اقترحها العالم (Gagge) وزملائه في عام 1971 والذي يتضمن عوامل جديدة كمتوسط درجة حرارة الجلد ومقدار فقد الحرارة التبخرية من منطقة سطح الجلد الرطب، ويمثل مؤشر درجة الحرارة الفعالة الجديدة درجة الحرارة البيئية عند مستوى رطوبة نسبية تساوي (50)% والذي ينتج

عنه المعدل الإجمالي نفسه لفقدان الحرارة التبخرية من الجلد كما يحصل في البيئة الفعلية، ويتم استخراج معادلة درجة الحرارة الفعالة الجديدة وفقاً للمعادلات الآتية والتي تكون فيها سرعة الرياح (0.1) م/ثا⁽³⁸⁾ :
 أ- إذا كان الأشخاص بملابس تغطي كامل الجسم:

$$CET = (1.21 GT - 0.21 WBT) \div [1 + 0.029 (GT - WBT)]$$

ب- إذا كان الأشخاص مجردين من الملابس من منطقة الخصر:

$$CET = (0.944 GT - 0.056 WBT) \div [1 + 0.022 (GT - WBT)]$$

حيث إن :

GT = درجة الحرارة العالمية (Globe Temperature)

WBT = درجة حرارة المحرار الرطب.

4- درجة الحرارة المكافئة (EqT) (Equivalent Temperature)

قام العالم دوفتون (Duffton) في عام (1929) بتحديد هذا المؤشر ثم أكمله في عام (1932)، وبعد ذلك وصفه للإستخدام بيدفورد (Bedford) في عام (1951) ويعرّف بانه مقياس حراري موحد للمناطق المغلقة مع رياح ساكنة مما يعني إنه تم إدخال الرياح كعنصر أساس في نتائجه ، ومن خلال تحليل الانحدار أوجد بيدفورد معادلة درجة الحرارة المكافئة الآتية⁽³⁹⁾ (*) :

$$EqT = 0.522 DBT + 0.478 MRT - 0.0147 \times \sqrt{v} \times (100 - DBT)$$

حيث إن :

DBT = درجة الحرارة بالفهرنهايتية

MRT = درجة الحرارة الاشعاعية بالفهرنهايتية

v = سرعة الرياح (قدم / دقيقة)

وهنالك معادلة أخرى لقياس درجة الحرارة المكافئة هي⁽⁴⁰⁾ :

$$EqT = 0.522 DBT + 0.478 GT + \sqrt{v} \times (0.0808 - 0.0661DBT - 1.474)$$

حيث إن :

GT = درجة الحرارة العالمية بالفهرنهايتية

5- قرينة السعادة والسرور (Pleasantness):

هي العلاقة التي تحدد درجة الحرارة على اساس درجة حرارة الجلد (TS) التي وضعها العالمان (وينسلو وهوينفتون وجاجي) ويتم استخراجها من المعادلة الآتية⁽⁴¹⁾:

$$PLS = -0.39 TS + 15.4$$

$$36.1 \geq TS$$

(تبريد الجسم)

وفي حالة

$$PLS = 2.2 W + 1.95$$

$$36.1 \leq TS$$

(تنظيم تبخيري)

اما حالة

حيث أن:

W = رطوبة الجلد Skin Wetness (%) وهي قيمة ثابتة مقدارها 0,4

TS = درجة الحرارة (م)

ويتبين من الجدول (4 - 2) ان الإنسان يشعر بسعادة كبيرة وسرور مفرط عندما تكون درجة حرارة الجلد بين (2-1) بينما يشعر بسعادة أقل عندما تبلغ درجة حرارة الجلد ما بين (3-2) وذلك بسبب الزيادة الحاصلة في نسبة تبخر العرق حيث يشعر الانسان بعدها ببعض البرودة وعدم الراحة وشعوره بعدم السعادة عندما تبلغ درجة السعادة بين (4-5) كما هو مبين في الجدول (8).

الجدول (8) درجات الراحة والانزعاج حسب تصنيف (وينسلو وهوينفتون وجاجي)

الدرجة م °	معيار الراحة
2-1	سعادة كبيرة
3-2	سعادة
4-3	حيادي
5-4	غير سعيد
أكثر من 5	غير سعيد أبداً

Morgan, P. Land Baskett, R.L. "Comfort of man in the City. An Energy Balance. model of man – Environment Couplina", in t.d. Biometeor, 1974. Vol.18, No.3, P.190.

6- قرينة درجة الحرارة البيوميثورولوجية (Tb. Biome Meteorological T.):

تعد درجة الحرارة البيوميثورولوجية مقياس لراحة الإنسان (الإحساس بالبرودة والحرارة) وتستخرج من

المعادلة الآتية⁽⁴²⁾:

$$t_b = \frac{t_a + t_w}{2}$$

حيث أن:

t_w = درجة الحرارة الرطبة (م °)

t_a = درجة الحرارة الأيروديناميكية ويحصل عليها من المعادلة الآتية:

$$t_a = t_m - \frac{0.9311 + 0.0295 V^n (t_m - t)}{0.0311 + 0.0295 V_v^n}$$

حيث أن:

V = سرعة الرياح في اليوم (كم/يوم) على أساس عدم تجاوز السرعة (150 كم/يوم).

حيث أنها إما تساوي سرعة الرياح المرجعية (V_r) وأقل منها ويمكن استخدام المعادلة في حالة تجاوز سرعة الرياح (V) سرعة الرياح المرجعية ودرجة الحرارة الأيروديناميكية (t_a) تساوي درجة حرارة الهواء (t) أو قريبة منها عند تقارب (V) في (V_r) وهي أكبر منها ($t \leq t_a$) في حالة كون ($V < V_r$) وأصغر منها ($t > t_a$) إذا ما كانت (V) أكبر من (V_r).

n = معامل قيمته أقل من (1)، يعتمد على درجة حرارة الهواء وقيمته 0,9 .

V_r = الرياح المرجعية، بأفتراض سرعة الرياح بالنسبة لشخص يمشي في جو هادئ أي سرعة الهواء المتولدة من حركة الشخص (كم/يوم) على أساس عدم تجاوز سرعة الرياح المرجعية (150 كم/يوم)، وقيمته 0,03

t_m = درجة حرارة الجسم (م °) وقيمته 33 .

t = درجة حرارة الهواء⁽⁴³⁾

ويشعر الفرد بجو بارد عندما تبلغ درجة الحرارة البيوميثورولوجية أقل من (1 م °) كما هو مبين في الجدول (9) في حين يشعر بمناخ معتدل عندما تبلغ درجة الحرارة البيوميثورولوجية بين (6-12 م °) بينما إذا بلغت درجة الحرارة البيوميثورولوجية بين (14-18) يشعر الانسان بجو حار. وفضلاً عن ذلك فإنه اذا زادت درجة الحرارة عن (24) يكون الجو مرهقاً لدى الفرد لا يحتمل بسبب ارتفاع درجات الحرارة والرطوبة وقد يسبب ذلك مردودات سلبية لصحة الإنسان.

الجدول (9) سلم درجات الحرارة حسب درجة الحرارة البيوميثورولوجية

الاحساس	قيمة tb م °
بارد	أقل من 1
مائل للبرودة	6-1
معتدل	12-6
دافئ	18-12
حار	24-18
حار رطب مرهق	اكبر من 24

Rodrigues C. mateos, Jand Garmendia. J. "Biometeorological Comfort index" in t.j. Biometeor, 1985, Vol. 29, No.2 , PP.121-129.

7- قرينة درجة الحرارة الظاهرية (Apparent Temperature):

تعتمد قرينة درجة الحرارة الظاهرية على الأثار التي تحدثها رطوبة الجو النسبية في درجة الحرارة الفعلية التي يمكن استخراجها من الجدول (10) وعندما تكون درجة الحرارة الفعلية (في الظل) (32 م °) والرطوبة النسبية (70%) فإن درجة الحرارة الظاهرية تكون شديدة الازعاج إذا تبلغ (41 م °)، في حين إذا انخفضت درجات الحرارة الى أقل من (3 م °) يعد تأثير الرطوبة النسبية غير مهم، بينما إذا زادت درجة الحرارة عن (38 م °) فإن الناس يشعرون بالحرارة بغض النظر عن الرطوبة، ويصبح الجو غير محتمل في حالة زيادة الرطوبة النسبية عن (70%) ودرجة الحرارة (28 م °)⁽⁴⁴⁾، ومن خلال الجدول (11) والشكل (3) يمكن تحديد تأثير الرطوبة على شعور الناس بالحرارة من خلال منحنى درجات الحرارة الظاهرية.

وأن الاحساس بدرجة الحرارة يكون أقل من درجة الحرارة الفعلية عندما تكون الرطوبة النسبية منخفضة، بينما إذا ارتفعت الرطوبة النسبية خصوصاً عندما تكون درجات الحرارة مرتفعة فأن الهواء يبدو أكثر حرارة من الواقع فعندما تكون درجة الحرارة في الظل (32م °) والرطوبة النسبية (70%) فأن درجة الحرارة الظاهرية تكون شديدة الازعاج إذ بلغت (38م °)⁽⁴⁵⁾، وعندما تبلغ درجة الحرارة الظاهرية ما بين (27-32م °) تسبب اضرار سلبية وخطيرة على حالة الفرد الصحية مسببة ضربة حرارية أو ضربة شمس، في حين إذا بلغت درجة الحرارة ما بين (32-41م °) يزداد أثر الخطر على الحالة الصحية للفرد مسببة تشنج عضلي ويزداد أثر المردود السلبي على الحالة الصحية للفرد إذا ارتفعت درجة الحرارة الى أكثر من (54م °) بينما يتعرض الفرد للإعياء، لأن درجة الإجهاد الحراري تختلف باختلاف العمر، وسلامة الإنسان من الأمراض وبنيته وخصائصه الجسدية الأخرى.

جدول (10) درجة الحرارة الظاهرية وارتباطها بالرطوبة النسبية (RH)

درجة الحرارة الظاهرية م																	درجة حرارة الهواء الفعلية															
																	2	60														
																	3	9	57													
																	5	0	7	54												
																	1	5	1	7	4	52										
																	4	9	4	1	7	4	2	49								
																	6	2	7	3	9	6	4	2	9	46						
																	6	2	8	4	1	7	4	2	1	9	7	43				
																	5	1	7	4	1	8	5	3	1	9	8	6	5	41		
																	2	9	6	2	9	6	3	2	0	8	7	6	5	4	3	38

				8	4	1	8	6	3	2	0	8	7	6	4	4	3	2	1	1	35
		0	7	5	3	1	9	8	7	6	5	4	3	2	1	1	0	9	9	8	32
2	1	9	7	6	5	4	3	2	2	1	1	0	9	9	8	8	7	7	6	6	29
3	2	2	1	1	0	9	8	8	7	7	7	6	6	6	5	5	4	4	3	3	27
7	6	6	6	6	6	5	5	4	4	4	4	3	3	3	3	2	2	2	1	1	24
2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	0	0	9	9	9	9	8	8	8	8	21
00	5	0	5	0	5	0	5	0		0	5	0	5	0	5	0	5	0			الرطوبة النسبية %

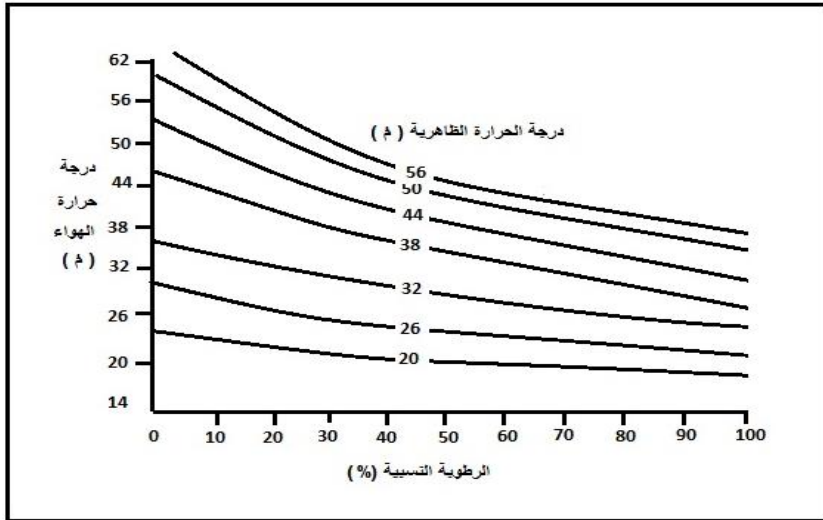
المصدر: علي عبد الزهرة الوائلي، ظواهر مناخية لافتة، مصدر سابق، ص198.

الجدول (11) سلم درجات الحرارة حسب درجة الحرارة الظاهرية

أعراض الحرارة	درجة الخطر درجة الجهد (الحراري)	درجة الحرارة الظاهرية (م)
ضربة حرارة أو ضربة شمس	إنذار بالخطر	32-27
ضربة شمس، تشنج عضلي ومغص	إنذار شديد بالخطر	41-32
ضربة شمس، تشنج عضلي، مغص واجهاد حراري	خطر	54-41
إعياء في حال طول مدة التعرض	خطر جداً	أكبر من 54

المصدر: علي حسن موسى، المناخ الجوي، ط1، نينوى للنشر والتوزيع، سوريا، دمشق، 2002، ص49.

الشكل (3) درجة الحرارة الظاهرة وعلاقتها بدرجة حرارة الهواء الفعلية والرطوبة النسبية



يمكن استخراج درجة الحرارة الظاهرة عن الطريق الجدول (6-2)، كما يمكن استخراجها من أكثر من معادلة وفقاً للبيان المتوفرة لعناصر المناخ ويمكن تحديد معادلتين في هذا الخصوص هما⁽⁴⁶⁾:

أ- المعادلة التي تعتمد على درجة الحرارة والرطوبة النسبية والرياح وهي:

$$AT = Ta + |0.33 \times e - 0.70 \times Ws - 4.00$$

ب- المعادلة التي تعتمد درجة الحرارة والرطوبة النسبية والرياح والإشعاع الشمسي هي:

$$AT = Ta + |0.348 \times e - 0.70 \times Ws + 0.70 (Q \div (Ws + 10) - 4.25$$

حيث إن :

Ta = درجة الحرارة الجافة.

e = ضغط بخار الماء (hpa)

Ws = سرعة الرياح (م / ثا) على ارتفاع (10) متر.

Q = صافي الأشعة الممتص لكل وحدة مساحية من سطح الجسم (واط / م²).

ويستخرج ضغط بخار الماء من المعادلة الآتية :

$$e = (rh \div 100) \times 6.105 \times \exp (17.27 \times (Ta \div (237.7 + Ta)))$$

حيث إن :

rh = الرطوبة النسبية

Ta = درجة الحرارة

8- درجة الحرارة الكروية (Wet – Bulb Globe):

يعمل هذا المؤشر على قياس درجة الحرارة الفعالة من اجل التحكم في تحديد مستويات التعرض المناسبة لدرجات الحرارة المرتفعة في مراكز التدريب في الولايات المتحدة الامريكية، ويتم استخراجها بإحدى المعادلتين⁽⁴⁷⁾:

أ- داخل المسكن

$$WBGT = 0.7 \times WBT + 0.3 \times GT$$

حيث إن

WBT = درجة الحرارة الرطبة (م). (**)

GT = درجة الحرارة الكروية الجافة (م).

ب- خارج المسكن

$$WBGT = 0.7 \times WBT + 0.2 \times GT + 0.1 \times DBT$$

حيث إن

DBT = درجة الحرارة الجافة

وقد وضع لهذه المعادلات سلم يتم من خلاله تحديد التأثيرات الصحية وإمكانية النشاط داخل وخارج المسكن وهو موضح في الجدول (12).

الجدول (12) تصنيفات مؤشر درجة الحرارة الكروية الرطبة

الدرجة	قيم (WBGT) ف	قيم (WBGT) م	لون العلم المستخدم للإشارة	مستوى النشاط
1	81.9-78≥	27.7-25.6≥	أبيض
2	84.9-82	29.4-27.8	أخضر	إمكانية استخدام التدريب البدني المكتف دون الحاجة إلى التوقف
3	67.9-85	31.0-29.5	أصفر	تخفيض مدة الأنشطة مع مدة راحة أطول في الظل (10) لكل نصف ساعة
4	89.9-88	32.1-31.1	أحمر	إيقاف نشاط الأشخاص المعرضين إلى الخطر مع خفض وقت جميع أنواع الأنشطة الأخرى وعد السماح بسباق المسافات الطويلة
5	90≤	32.2≤	أسود	الغاء جميع التمرينات والأنشطة.

Kark, JA, Burr PQ, Wenger Cb, Gastaldo, E, and Gardner, Jw, 1996, Exertional Heat Illness in Marine Corps Recruit Training, Avial. Space Environ. Med, Vol.67.

9- التبريد الريحي : Wind Chill Index :

ركزت هذه المعادلة على رطوبة الهواء في أي منطقة وباعتماد على درجة الحرارة مع الرياح، أي عندما يكون الجو بارداً والرياح ساكنة فأن حركة الهواء تعمل على ازالة الهواء الدافئ الملامس للجسم واستبداله بهواء أبرد منه فأن تكرار هذه العملية يؤدي الى فقدان الحرارة من الجسم فيشعر الجسم بالبرودة وتسمى حركة الهواء هذه بالتبريد⁽⁴⁸⁾.

يعني دليل تبريد الرياح كمية الطاقة التي يفقدها المتر المربع الواحد من الجسم المعرض للرياح تعرضاً مباشراً.⁽⁴⁹⁾

وأن عملية التبريد التي يتعرض لها جسم الانسان بسبب تبخر العرق الذي يفرزه الجلد الذي يلطف من حرارته يتوقف على درجة حرارة الهواء ورطوبته وعلى سرعة الرياح واتجاهها فضلاً عن عوامل غير مناخية

كالعمر والجنس والحالة الصحية، ونوع العمل والملابس وغيرها، فيؤدي تعرض جسم الانسان في الأشهر الحارة للرياح الجافة الى ازالة الهواء الرطب والعالق بالجسم بالإضافة الى انه يزيد من تبخر العرق حيث يشعر الانسان بعدها ببعض البرودة والراحة وأن الرياح التي تصل درجة حرارتها (38) م° أو أكثر من درجة حرارة الجسم، إذ تضيف حرارة للجسم عن طريق الحمل إلا أنها تزيد من التعرق فتعدل من حرارة الجسم، أما في الأشهر التي تنخفض فيها درجة الحرارة عن (30) م° فأن الرياح تزيد من التبخر مما يؤدي الى فقدان الجسم لجزء من حرارته في وقت أحوج ما يكون فيه الى الاحتفاظ بالحرارة⁽⁵⁰⁾.

وضعت معادلة التبريد الريحي من قبل العالمان "سيبل Siple" و "باسيل Passel" عام 1945، تحدد أثر الرياح على الشعور بالراحة من عدمها عند انخفاض درجات الحرارة ومعادلة تبريد الرياح بالشكل الآتي:

$$K_0 = (\sqrt{100v} + 10.45 - v) (33 - t_a)$$

حيث أن:

K_0 = قوة تبريد الهواء بالكيلو سرعة/م²/ساعة.

V = سرعة الرياح متر/ثانية.

T_a = درجة حرارة الهواء بالدرجة المئوية.

100 ، 10.45 = ثوابت يتم التوصل اليها بالتجربة.

33 = متوسط درجة حرارة الجلد البشري بالدرجة المئوية.

حيث يتبين من صيغة المعادلة أنها تعتمد على استخدام عنصرين مناخيين فقط هما سرعة الرياح ودرجة حرارة الهواء وأهملت تأثير الاشعاع الشمسي المباشر، وتجدر الإشارة الى أن قرينة تبريد الرياح مقياس فعلي لقوة تبريد الرياح ودرجة الحرارة في الظل دون النظر الى التبخر ومعدل التبريد المعتمد على درجة حرارة الجلد المتوسطة "33م°"، وهي تعتمد عموماً على المعدل الذي يبرد فيه الجسم العاري بوساطة الهواء المتحرك حوله، وتتغير قيمة القرينة في حال وجود الملابس، غير إن الشعور بالبرد عن طريق اليدين والوجه المكشوفين يجعل للقرينة أهمية كبرى، وكلما انخفضت درجة حرارة الهواء المحيط بالجسم والتماس معه عن (33) م° فمؤازادات سرعة حركته ازداد الشعور بالبرودة الناجمة عن تلك الحركة⁽⁵¹⁾، وتحدد درجة الاحساس بالتبريد الناجم عن الرياح من الجدول (13).

الجدول (13) سلم درجة الإحساس بالتبريد بعد تطبيق معادلة التبريد الريحى

الإحساس	قيم قرينة التبريد الريحية كيلو/م ² /ساعة
حار	أقل من 50
دافئ	100-50
لطيف منعش	200-100
مائل للبرودة	400-200
أميل للبرودة	600-400
بارد	800-600
بارد جداً	1000-800
قارص البرودة	1200-1000
يتجمد اللحم المكشوف	1400-1200
يتجمد اللحم المكشوف بدقيقة واحدة	200-1400
لا يحتمل	2500-2000

المصدر:- علي حسن موسى، المناخ الحيوي، ط1، نينوى للنشر والتوزيع، دمشق، سوريا، 2002، ص50.

10- الاجهاد الحراري النسبي (Heat Stress Rate):

يتعرض الانسان للظروف المناخية التي تكون صعبة في بعض الاحيان ويتعذر تحديدها نسبياً بسبب الاختلافات الحاصلة في درجة تحمل الانسان لتلك الظروف ويصعب تحديد ردود الفعل الفسيولوجية المتأثرة بالظروف المناخية وذلك بسبب الاختلافات الحاصلة في درجة تقبل أو تحمل البشر أو البعض منهم⁽⁵¹⁾.

وقد وضع العالمان "بلدينغ وهاتش Belding and Hatch" عام (1955) قرينة لتحديد درجة راحة الانسان أسمياها قرينة الجهد الحرارية Heat Stress Index محددة على أساس النسبة بين كمية التعرق "العرق" الذي يمكن أن يتبخر من الجلد للمحافظة على راحة حرارية والكمية العظمى للتبخر الذي يمكن حدوثه ضمن ظروف معينة، والصيغة المعدلة لهذه القرينة هي قرينة الجهد النسبية Relative Strain التي طورها "لي وهانشل Lee and Hanschel" عام (1963) التي تأخذ بعين الاعتبار معدل الحرارة المتولدة ذاتياً، ودرجة حرارة الهواء، الرطوبة الجوية، مدة العمل، مقاومة الهواء واللباس لجريان الحرارة نحو الخارج ولعبور بخار

الماء وحجم الهواء المنتفس أثناء الزفير، والعلاقة التي وضعها الاخيرين تعتمد على معدل الحرارة المتولدة ذاتياً لشخص يمشي بمعدل (3.2 كم/ ساعة) ويرتدي لباساً خفيفاً ويتعرض لنسيم هوائي خفيف سرعته (0.5 م/ثا") والعلاقة هي⁽⁵²⁾:

$$RSI = \frac{[10.7 + 0.74 (T - 35)]}{(44 - pa)}$$

حيث أن :

T = درجة الحرارة الجافة "م".

Pa = ضغط بخار الماء في الهواء المحيط "مم زئبق".

تؤخذ قرينة الجهد النسبية (0.3) كقيمة حدية، فإذا كانت قيمة القرينة أكبر منها شعر الانسان بعدم الراحة وبدأ يحس بالإجهاد، أما اذا كانت قيمة القرينة أقل من (0.3) فالشعور بالراحة هو السائد، ينظر الجدول (14).

الجدول (14) الحدود التصنيفية لدرجة الراحة حسب قرينة الجهد النسبية

قرينة الجهد النسبية	نسبة الاشخاص (%) الذين يشعرون بالراحة أو الاجهاد
صفر أو أقل	100% اجهاد
دون 0.1	100% راحة
0.10 – 0.20	85% راحة
0.20 – 0.25	50% راحة
0.25 – 0.30	صفر راحة
0.30 – 0.40	75% اجهاد
أكبر من 0.40	100% اجهاد

المصدر :- أحمد محمد جبر ثابت، المناخ وأثره على راحة وصحة الانسان في الضفة الغربية وقطاع غزة – فلسطين، رسالة ماجستير غير منشورة مقدمة الى كلية الآداب في الجامعة الاسلامية، غزة، فلسطين، 2011، ص 93.

ثم وضع "أدولف Adolf" عام (1974) معادلته لتحديد معدل التعرق التي تفقد من جسم الانسان بواسطة درجات الحرارة العظمى والصغرى حيث توضع كمية العرق التي تفقد من جسم الانسان بسبب عناصر الجو المختلفة خاصة عنصر الحرارة⁽⁵³⁾.

ومعادلته هي:

$$[100+22(T-3)] \text{ للواقف في الشمس}$$

$$[20+18(T-33)] \text{ للجسم في الليل}$$

حيث أن:

$$T = \text{متوسط درجة الحرارة}$$

وإذا زادت نتيجة التطبيق عن (0.3) فأكثر فالمناخ غير مريح، وإذا قلت عن (2) فالمناخ مريح.

ومن خلال مراجعة الدراسات السابقة في العراق والوطن العربي والتي تناولت قرينة الاجهاد النسبي وكذلك الرجوع الى معادلة العالمان (لي Lee وهانشل Hanschel) الاصلية تبين وجود لبس في رموز المعادلة التي استخدمت سابقاً والتي تمثلت بمعاملة درجة حرارة الهواء مع درجة الرطوبة النسبية الأمر الذي ينسحب على استخراج معادلتى الجهد النسبي النهارية والليلية.

تناولت معادلة (لي وهانشل) الصحيحة درجة حرارة المحرار الجاف ومعاملتها مع ضغط بخار الماء في الهواء المحيط (مم زئبق).

11- الحرارة والرطوبة (Temperature and Humidity):

يمثل هذا المؤشر التأثيرات التي تنتج عن ربط درجة الحرارة بالرطوبة على الإجهاد الحراري، وبمعنى آخر يربط بين درجة حرارة الجسم والتي تبرد بشكل أبطأ عند القيم الأعلى للرطوبة النسبية ويرجع سبب ذلك إلى انخفاض معدل التبخر.

كان أول من وصف هذا المؤشر العالم (ثوم Thom) عام (1955) وقد اخرجه بأشكال عديدة، ثم قام مجموع من العلماء الامريكان واولهم (بهمانوف Bohmanova) بجمع معادلات ثوم وتقسيمها وفقاً لتطبيقاتها (الانسان أو الحيوان)، وسيتم هنا تناول المعادلات التي وضعت للتحقق من مستوى الاجهاد⁽⁵⁴⁾:

أ- المعادلة التي تعتمد على درجتى الحرارة الجافة والرطوبة (معادلة ثوم):

$$THI = [0.4 \times (T_{db} + T_{wb})] \times 1.8 + 32 + 15$$

ب- معادلة ثوم التي تعتمد على الرطوبة النسبية بدلاً من درجة الحرارة:

$$THI = T_{db} - 0.55 (1 - RH) (T_{db} - 14.5)$$

ج- معادلة ثوم التي طورها (بيانكا) (Bianca) عام 1962:

$$THI = (0.15 \times T_{db} + 0.85 \times T_{wb}) \times 1.8 + 32$$

د- معادلة ثوم التي طورها مكتب الطقس الأمريكي عام 1971 :

$$THI = (T_{db} + T_{wb}) \times 0.72 + 40.6$$

حيث إن

T_{db} = درجة حرارة المحرار الجاف (م).

T_{wb} = درجة حرارة المحرار الرطب (م).

RH = الرطوبة النسبية.

وقد وضع سلم لمعادلة ثوم تصنف مؤشر الراحة والانزعاج وهو موضح في الجدول (15) :

الجدول (15) تحديد الراحة والانزعاج وفقاً للحدود التصنيفية لمؤشر ثوم

نوع الراحة الحرارية	قيمة (THI)	ت
انزعاج شديد (عدم راحة)	أقل من 10	1
انزعاج متوسط	15-10	2
راحة نسبية	18-15	3
راحة تامة	21-18	4
راحة نسبية، (10-50) % من الناس يشعرون بعدم الراحة.	24-21	5
انزعاج متوسط (100) % من الناس بعدم الراحة عند قيمة (26) للمؤشر.	27-24	6
انزعاج شديد	29-27	7
اجهاد كبير، وخطير على الصحة	أعلى من 29	8

خميس دحام مصلح السهماني، المناخ الحيوي البشري، الطبعة الأولى، مكتبة دجلة للطباعة والنشر والتوزيع، بغداد،

2021، ص 145.

12- معدل التصويت المتوقع (Predicted Mean Vote):

تشكل الدراسة الميدانية في كل العلوم أهمية كبيرة لما لها من نتائج واقعية مهمة، وقد بدأت الدراسات المناخية في الماجستير والدكتوراه وحتى الأبحاث في المناخ بالقيام بالدراسات الميدانية والقياس في الحقل واستخدام استمارات الاستبانة وغيرها، وفي هذا المجال تطورت العديد من المؤشرات والقرائن المناخية ومنها مؤشر معدل التصويت المتوقع الذي طوره العالم (فانجر) (Fanger) عام (1970)، ويمثل المؤشر التصويت المتوقع لمجموعة من الأشخاص بخصوص مدى الإحساس الحراري في حال تعرضهم إلى نفس الظروف الحرارية وقت التقييم، ويستخرج من المعادلة الآتية⁽⁵⁵⁾:

$$PMV = (0.303e^{-0.0036m} + 0.028)[(M - W) - 3.05 \times 10^{-3}]5733 - 6.99 (M - W) P_a] - 0.42 [(M - W) - 58.15] - 1.7 \times 10^{-5} M (5867 - P_a) - 0.0014M (34 - T_a) - 3.96 \times 10^{-8} F_{Cl}(t_{Cl} + 273)^4 - (T_{mr} + 273)^4 - F_{Cl} h_c (t_{Cl} - T_a)]$$

حيث إن رموز المعادلة تمثل ما يأتي:

$$T_a = \text{درجة حرارة الهواء (م).}$$

$$T_{Cl} = \text{درجة حرارة سطح الملابس (م).}$$

$$F_{Cl} = \text{نسبة مساحة سطح الشخص اثناء الملبس إلى النسبة العارية.}$$

$$T_{mr} = \text{درجة الحرارة الإشعاعية (م).}$$

$$h_c = \text{معامل نقل الحرارة بالحمل (واط / م}^2\text{).}$$

$$P_a = \text{ضغط بخار الماء الجزئي (N/M}^2\text{)}$$

$$M = \text{معدل التمثيل الغذائي (معدل الحرارة المتولدة ذاتياً) (Met)}$$

$$W = \text{الطاقة المتولدة من العمل الخارجي (واط / م}^2\text{).}$$

$$V_a = \text{سرعة الرياح (م/ثا)}$$

$$ADU = \text{مساحة منطقة الشك (م}^2\text{)}$$

$$I_{ci} = \text{المقاومة الحرارية للملابس (C}_{10}\text{)}$$

$$V_{ar} = \text{سرعة الهواء النسبية فيما يخص جسم الانسان (م/ثا)}$$

وتستخرج بعض رموز المعادلة من المعادلات الآتية⁽⁵⁶⁾:

$$t_{Cl} = 35.7 - 0.028 (M - W) - I_a [3.96 \times 10^{-8} F_a \{t_a + 273\}^4 - (t_{mr} + 273)^4] - F_{Cl} h_c (T_{Cl} - T_a)$$

$$h_c = 2.38 (t_{Cl} - t_a)^{0.25} \text{ for } 2.38(t_{Cl} - t_a)^{0.25} > 12.1 (V_{ar})^{1/2} \quad 12.1 (V_{ar})^{1/2} \text{ for } 2.38 (t_{Cl} - t_a)^{0.25} > 12.1 (V_{ar})^{1/2}$$

$$F_{Cl} = 1.00 + 1.290 \times I_{ci} \text{ for } I_{ci} < 0.078 M^{2.0} C W^{-1} \quad 1.05 + 0.645 \times I_{ci} \text{ for } > 0.07 M^{2.0} C W^{-1} \quad (-1)$$

$$V_{ar} = V_a + 0.005 [(M \div A_{DU}) - 58.15]$$

13- توقع نسبة عدم الرضا (PPD) (Predicted Percentage of Dissatisfied)

هو مؤشر مطور خصيصاً لتوقع نسبة الأشخاص الغير راضين عن محيط حراري، وهي نسبة تأخذ بعين الاعتبار الأشخاص اللذين صوتوا ب(-3، -2، +3، +2) في مقياس (PMV) واللذين هم منطقياً غير راضين، أما نسبة (PPD) فتقيم من المعادلة الآتية⁽⁵⁷⁾:

$$PPD = 100 - 95 \times e^{-(0.03353 PMV^4 + 0.2179 PMV^2)}$$

14- مؤشر المناخ الحراري الشامل (UTCI) (Universal Thermal Climate Index)

تتطلب التطبيقات في علم المناخ والارصاد الجوي قيم ذات صلة بالناحية الفيزيولوجية الحرارية لبيئة الغلاف الجوي، وعلى الرغم من توفر العديد من النماذج اليوم، إلا أنها إما غير مقبولة بشكل عام أو أن صلاحيتها تقتصر على مجموعة محدودة من الظروف البيئية، ومن الضروري الحفاظ على درجة حرارة الجسم الأساسية في نطاق ضيق يبلغ حوالي 37 م لضمان عمل الأعضاء الداخلية والدماغ، وبالتالي تحسين الراحة والأداء والصحة.

لقد أنشأت الجمعية الدولية للأرصاد الجوية الحيوية International Society of Biometrology (ISB) في عام 1999 لجنة حول تطوير مؤشر عالمي للمناخ الحراري Universal thermal Climate Index (UTCI).

كان الهدف من هذا المشروع هو لاشتقاق مؤشر اجهاد حراري يعتمد على أكثر النماذج الفيزيولوجية الحرارية وقد كان ابرز المحاولات لتطوير هذا المؤشر ما قام به برنامج التعاون الأوربي في مجال العلوم والتكنولوجيا (European Cooperation in Science and Technology (COST) في عام 2005 ضمن المشروع

المعروف في وقته بمشروع رقم 730، كما تم تعزيز هذه الجهود من خلال مجموعة كبيرة من الخبراء البارزين في مجالات الفيزيولوجيا الحرارية البشرية، والنمذجة الفسيولوجية، والأرصاد الجوية وعلم المناخ، بهدف وضع مؤشر المناخ الحراري العالمي UTCI وقد تم ذلك في عام 2009 إذ وضعوا النموذج الحالي لمؤشر المناخ الحراري العالمي بنجاح، يتم تطبيق مؤشر المناخ الحراري العالمي والمعادلة الرياضية الآتية⁽⁵⁸⁾:

$$UTCI = (T_a; T_{mrt}; v_a; v_p) = T_a + \text{Offset} (T_a; T_{mrt}; v_a; v_p)^{(59)}$$

إذ ان:

T_a = درجة الحرارة المحيطة او درجة حرارة الهواء.

T_{mrt} = متوسط درجة الحرارة الاشعاعية او الاشعاع الشمسي.

v_a = سرعة الرياح عند ارتفاع 2 متر ويتم تحويلها من ارتفاع 10 متر الى 2 متر عن طريق ضرب قيم سرعة الرياح في 0.78.

v_p = ضغط بخار الماء او الرطوبة النسبية.

لحساب مؤشر المناخ الحراري العالمي (UTCI) تم تصميم Software excel لتسهيل حسابه واستخراج نتائجه بسهولة وكما موضح في شكل (4)، وبعد استخراج نتائج المؤشر يتم تصنيف الأقاليم وفقاً لسلم بيانات المؤشر الحراري العالمي والمثبتة في الجدول (16).

ولاستخراج نتائج تطبيق المؤشر لا بد من القيام بما يأتي:

✚ حساب المؤشر الحراري العالمي للمدة الرئيسة للدراسة؛ إذ يتم استخلاص النتائج ومعرفة الراحة المناخية في منطقة الدراسة.

✚ حساب مساحة كل صنف من الأصناف المؤثرة على منطقة الدراسة خلال مدة الدراسة لغرض المقارنة ومعرفة نسبة تأثير كل صنف من تلك الاصناف.

الشكل (4) معادلة حساب المناخ الحراري العالمي في برنامج Excel

بيانات المدخلة:		
Input Data:		
Ambient temperature(C)	24.6	← درجة الحرارة المحيطة (د) = درجة حرارو الهواء (د)
Globe temperature (C)		← الحرارة الإشعاعية (د) أو الإشعاع الشمسي (واط/م ²)
Dew point (C)		← نقطة الندى (د) أو الرطوبة النسبية (%)
Wind Speed (m/s)	3.0	← سرعة الرياح (د/ثا) على ارتفاع 2 متر
Output:		النتائج
UTCI	29.5	← مؤشر المناخ الحراري العالمي
WBGT(outdoors)	20.5	Needs ambient temperature, globe temperature OR solar radiation, dew point OR relative humidity and wind speed.
WBGT(indoors)	18.7	Needs ambient temperature, dew point OR relative humidity and wind speed.
Mean Radiant Temperature	55.8	
Formulas:		
WBGT(indoor)	WBGTi = 0.67 * Tnwb + 0.33 * Ta - 0.048 * Log(ws) * (Ta - Tnwb) using the Bernard method and for indoor windspeeds up to 3m/s Where Tnwb (natural wet bulb temperature) is calculated from Td by iteration, ws is the wind speed and Ta = ambient temperature.	
WBGT(outdoor)	WBGT0 = 0.7 * Tnwb + 0.2 * Tg + 0.1 * Ta using the Lijegren method to calculate Tg and Tnwb Where Tnwb (natural wet bulb temperature) is calculated from Td by iteration, Tg = globe temperature, Ta = ambient temperature.	
UTCI	Is given by the regression equation found at www.utci.org	

Source; Krzysztof Błażejczyk, GerdJendritzky, Peter Bröde, Dusan Fiala, George Havenith, Yoram Epstein, AgnieszkaPsikuta, Bernhard Kampmann8, An introduction to the Universal thermal Climate Index (UTCI), GeographiaPolonica, Volume 86, Issue 1, 2013, p; 6.

الجدول (16) قيم مؤشر المناخ الحراري العالمي (UTCI)*

الوصف	القيمة
متطرف شديد الحرارة	أعلى من 46
حار جداً	46-37.1
حار	37-31.1
دافئ	31-25.1
معتدل (مريح)	25-8.1
برودة طفيفة	8-0
برودة متوسطة	(-13 ، -1)
بارد جداً	(-27 ، -13.1)
قارس البرودة	(-40 ، -27.1)
برودة متطرفة	أقل من (-40)

Sorces ; Milica M. Pecelj, Milica Z. Lukić, Dejan J. Filipović, Branko M. Protić, and Uroš M. Bogdanović. Analysis of the Universal Thermal Climate Index during heat waves in Serbia. Natural Hazards and Earth System Sciencesjournal, 2020, p; 5.

(*)الألوان في الجدول هي ذات الألوان في البحث الأجنبي الأصلي.

15- أنموذج فيالا (Fiala Model) (Fiala UTCI)⁽⁶⁰⁾:

هو أنموذج متعدد العقد يحاكي جسم الانسان ويتضمن التنبئات والاستجابات الفسيولوجية الشاملة والجزئية، ويتم في هذا الأنموذج تقسيم جسم الانسان إلى نظامين هما:

أ- النظام الحراري: ويسمى نظام التحكم النشط، وهو نظام متعدد القطاعات، يحتوي على معلومات وبيانات عن خصائص الجسم تمثل الاستجابات الحرارية ومنها التعرق والرجفة وتدفق الدم وغيرها.

ب- النظام الهادئ أو الخامل: وهو النظام الذي يتعامل مع الجوانب العضوية في جسم الانسان لنقل الحرارة داخله وعلى سطحه.

يحب أنموذج فيالا عن طريق المعادلة الآتية⁽⁶¹⁾:

$$UTCI = 3.21 + 0.872 \times Ta + 0.2459 \times Tmrt + (-2.5078 \times Va) - 0.0176 \times RH$$

حيث إن

Ta = درجة الحرارة (م).

$Tmrt$ = متوسط الحرارة الاشعاعية (صافي كل تدفقات الاشعاعات القصيرة والطويلة الموجة سواء المباشر منها أو المنعكس التي يتعرض لها جسم الانسان).

Va = سرعة الرياح (م/ثا)

RH = الرطوبة النسبية (%)

توجد في النموذج معادلات أخرى لكن الباحثان اقتصرنا ذلك في ذكر ابسط المعادلات، إذ إنه أنموذج صعب التطبيق، لذلك يتم احتساب نتائجه وفقاً للنماذج الرياضية أو الإحصائية (Software) لصعوبة حل معادلاته يدوياً بسبب كثرة المتغيرات الداخلة في احتسابه مع صعوبة قياس قسماً منها وبالخصوص المتغيرات المتعلقة بالمتغيرات الفردية.

لغرض الاستفادة لطلبة الدراسات العليا والباحثون يفضل استخدام بيوكليما سوفت وير (Bioklima Software 2.6) لغرض احتساب مؤشر (UTCI Fiala) وذلك لدقة نتائجه وسهولة استخدامه ويمكن إتمام ذلك من خلال ملف مضغوط يحمل بشكل مجاني من الموقع الآتي:

<https://www.igipz.pan.pl/Bioklima-zgik.html>.

هوامش الفصل

- 1- Howard, J., Critch Field; General Climatology, Prentice Hall, New Jersey, 2nd Edition, 1966.p.23-25
- 2- Koppen and DeLong; Weather and Climate, Mograw Hill Book Com, New York,1958.p.38.
- 3- سيد حسن احمد أبو العينين، أصول الجغرافية المناخية، الطبعة الأولى، الدار الجامعية للطباعة والنشر، بيروت، 1981. ص 107-112.
- 4- Howard, J.Critch Field; op.cit.p.30.
- 5- نعمان شحادة، علم المناخ، مطبعة النور، الأردن، 1938، ص 117.
- 6- سيد حسن أبو العينين، مصدر سابق، ص 131.
- 7- William L.Dohn, Meterology, Mc Graw Hill Book, New York, 1975.p.68.
- 8- سيد حسن أبو العينين، مصدر سابق، ص 131.
- 9- عبدالاله رزوقي كربل، ماجد السيد ولي، علم الطقس والمناخ، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1986، ص 114 – 115.
- 10- صباح محمود، عدنان هزاع، أسس علم المناخ، مطابع جامعة الموصل، الموصل، 2001، ص 104.
- 11- Riehl, H, Introduction to the Atmosphere, Mc Graw Hill, N.Y.1972.p.39.
- 12- سيد حسن أبو العينين، جغرافية البحار والمحيطات، مكتبة مكاوي، بيروت، 1979، ص 38.
- 13- سيد حسن أبو العينين، أصول الجغرافية المناخية، مصدر سابق، ص 119 – 120.
- 14- سيد حسن أبو العينين، المصدر نفسة، ص 119 – 120.
- 15- Jean-Marc Richard; «Notes de Physique Statistique»; Version 2.4 ; M1, 2007–08, module CPHYS-422; Version du 6 janvier 2008.P.15.
- 16- ابراهيم محمد أحمد ناصر، مبادئ أساسية في الفيزياء الإحصائية، كلية العلوم، جامعة فهد للمعادن و البترول، السعودية، 2006، ص 37.

- 17- علي عبد الزهرة كاظم، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، مطبعة احمد الدباغ، بغداد، الطبعة الأولى، 2005، ص 34.
- 18- محمود عبد الوهاب وفراج الوهيدي، مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة، كلية العلوم، جامعة الإسكندرية، 1979، ص 62 – 63.
- 19- المصدر نفسها، 1979، ص 62 – 63.
- 20- عبدالاله رزوقي كربل وماجد السيد ولي ، علم الطقس والمناخ ، مطبعة جامعة البصرة، البصرة، 1986، ص 127.
- 21- Lutgens and Tar buck, The Atmosphere, Prentice Hall, New Jersey, 1979.p.47.
- 22- Robert Dautray (1989). Méthodes probabilistes pour les équations de la physique Eyrolles. ISBN:978-2212056761.
- 23- Mathworld: Porous Medium Equation and the other related models have solutions with finite wave propagation speed. .2017
- 24- Intégrale de chemin en mécanique quantique : introduction. EDP Sciences 2003,. ISBN:978-2-86883660-1.
- 25- Kambezidis, H.D. Comprehensive Renewable Energy, Solar Thermal Systems: Components and Applications, Elsevier: Earth Systems and Environmental science, 2012.p.35.
- 26- Francisco J. Diez, Andrés Martínez-Rodríguez, Luis M. Navas-Gracia , Leticia Chico-Santamarta , Adriana Correa-Guimaraes and Renato Andara, Estimation of the Hourly Global Solar Irradiation on the Tilted and Oriented Plane of Photovoltaic Solar Panels Applied to Greenhouse Production, agronomy MDPI, 2021, 11, 495, P.7.
- 27- المعجم الموحد لمصطلحات الهندسة الميكانيكية: (إنجليزي، فرنسي، عربي). سلسلة المعاجم الموحدة (21) (بالعربية والإنجليزية والفرنسية). الرباط: مكتب تنسيق التعريب. 1999. ISBN:978-37.. 9981-1888-3-9. OCLC:47775738. QID:Q116002148.

28- Seleznev ,V. D. (2014). "The restrictions of the maximum entropy, Martyushev ،L. M.: production principle ".PhysicaA: Statistical Mechanics and its Applications. .:410.ج.21
17arXiv:1311.2068. Bibcode:2014PhyA..410...17M. DOI:10.1016/j.physa.2014.05.014.

29- Yockey ،Hubert, P. (2005). Information Theory, Evolution, and the Origin of Life. Cambridge University Press, ISBN:0-521-80293-8.

29- BrockhausEnzyklopädie , Rudolf Julius Emanuel Clausius, QID:Q237227,

30- خميس دحام مصلىح السهاني، المناخ الحيوي البشري، الطبعة الأولى، مكتبة دجلة للطباعة والنشر والتوزيع، بغداد، 2021، ص 81.

31- خميس دحام مصلىح السهاني، مصدر سابق، ص 86.

32- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي، لطيف هاشم كزار الطائي، اتجاهات حديثة في المناخ التطبيقي، متب دلير، بغداد، 2008، ص 151.

33- خميس دحام مصلىح السهاني، مصدر سابق، ص 91 - 92.

34- Landsberg H. E, 1972, The Assessment of Human Bioclimatic a Limited Review of Physical Parameters, The World Meteorological Organization, No.331, Tech. Note 123, Geneva.

35- علي حسن موسى، المناخ الحيوي، ط1، نينوى للدراسات والتوزيع، دمشق، 2002، ص 37.

(*) بأعتبار درجة الحرارة الرطبة (المبللة) تمثل درجة الحرارة التي يقيسها ميزان الحرارة الرطب المغطس مستودعه بقطعة قماش مبللة دوماً بالماء، ممثلاً بذلك جواً مشبعاً ببخار الماء، لذا يمكن أن تكون هي درجة الحرارة الفعالة.

36- Hobbs, J.E "Applied Climatology" London, 1980, P.66.

37- علي عبد الزهرة الوائلي، ظواهر مناخية لافتة، مطبعة احمد الدباغ، بغداد، 2011، ص 198.

38- Auliciems A and Szokolay S. V, 2007, Thermal Comfort, 2nd Revised Edition, Brisbane.p.22.

39- خميس دحام مصلىح السهاني، مصدر سابق، ص 118.

40- Auliciems and Szokolay, 2007, p.26.

(**) يمكن تحويل الدرجات المئوية إلى الفهرنهايتية من خلال موضوعة نظم درجات الحرارة، أما سرعة الرياح فواحد قدم = 0.3048 متر من خلال الخطوات 1 قدم $\div 3.281 = 0.3048$ ، بينما الدقيقة الواحدة = 60 ثانية . فمثلاً كم ثانية في 10 دقائق فتكون $10 \times 60 = 600$ ثانية.

41- خميس دحام مصالح السبهاني، مصدر سابق، ص 122.

42- Morgan, P. Land Baskett, R.L. "Comfort of man in the City. An Energy Balance. Model of man – EnvironmentCouplina", in T.D. Biometeor, 1974. Vol.18, No.3, P.190.

43- Rodriques C. mateos, JandGarmendi. J. "Biometeorological Comfort index" in t.j.Biometeor, 1985, Vol. 29, No2, PP.121-129.

44- علي حسن موسى، المناخ الحيوي، ط1، نينوى للدراسات والنشر والتوزيع، دمشق، 2002، ص 46.

45- H. Seller S, A.H. and Robinson, P.J. "Contemporary", London, 1988, P.332.

46- Battan, C.L. "Weather in Your life" for Fransisco, 1983, P.157.

47- Steadman, RG, 1984, A universal Scale of Apparent Temperature, Jappl Meteorology Climatology, Vol.23.

48- Parsons, K, 2003, Human Thermal Environment, the Effects of Hot, Moderate and Cold Environments on Human Health Comfort and Performance, Second Edition, New York.

***- تسمية الكروية لا تنطبق على الجهاز فيمثلان الرطب والجاف المحرارين المستخدمين كما في السيكرومتات.

49- مهدي حمد فرحان الدليبي، أثر المناخ على صحة وراحة الانسان في العراق، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية التربية ابن رشد، جامعة بغداد، 1990، ص 117.

50- Smith, principles of applied climatology, New York, 1975, p. 167.

51- كاظم عبد الوهاب الاسدي، أقاليم الراحة في العراق بإستخدام معيار تبرجنج، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية، العدد (44)، 2000، ص 53.

52- J. E. Griffiths, "Applied Climatology: An Intoduction", Oxford University, press, 1970, p. 75.

53- فاضل الحسني ومحمد الصحاف, اساسيات علم المناخ التطبيقي, مطابع دار الحكمة, بغداد, 1990, ص185.

54- علي حسن موسى, المناخ الحيوي, مصدر سابق, ص61.

55- طارق زكريا ابراهيم سالم, المناخ وراحة الانسان في امانة عسير بالسعودية, بحوث الشرق الاوسط, العدد 13, 2003, ص13.

56- Tome, EC, 1959, The Discomfort Index, Weather-wise, Vol.12.

57- ISO, 7730, 2005, Ergonomics of the Thermal Environment Analytical Determination and Interpretation of Thermal Comfort Using Calculation of the PMV and PPD Indices and Local Thermal Comfort Criteria, International Organization for Standardization, Geneva.

58- خميس دحام مصلح السهماني, مصدر سابق, ص 147.

59- عاطف أحرزيز, الراحة الحرارية الخارجية – مفاهيم ونظريات, الناشر (e – Kutub Ltd) وهي شركة بريطانية مسجلة في إنكلترا برقم (7513024), لندن, 2018, ص 67 – 68.

60- Krzysztof Błażejczyk, Gerd Jendritzky, Peter Bröde, Dusan Fiala, George Havenith, Yoram Epstein, Agnieszka Psikuta, Bernhard Kampmann, An introduction to the Universal thermal Climate Index (UTCI), Geographia Polonica, Volume 86, Issue 1, 2013, p; 6.

61- Krzysztof Błażejczyk, Gerd Jendritzky, Peter Bröde, Dusan Fiala, George Havenith, Yoram Epstein, Agnieszka Psikuta, Bernhard Kampmann, An introduction to the Universal thermal Climate Index (UTCI), Geographia Polonica, Volume 86, Issue 1, 2013, p; 6.

62- Dusan, Fiala. George, Havenith. Peter, Brode. Bernhard, Kampmann. Gerd, Jendritzky. UTCI – Fiala Multi Model of Human Heat Transfer and Temperature Regulation, International Journal of Biometeorology, Vol.56, 2012, pp.429 – 441.

63- Błażejczyk, K. Jendritzky, G. Brode, P. Fiala, D. Havenith, G. Epstein, Y. Psikuta, A. and Kampmann, B. 2013. An Introduction to the Universal Thermal Climate Index (UTCI), Geographia Polonica, Vol.86.Iss.1.

الفصل الثالث

الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لحساب

الضغط الجوي

يعد الضغط الجوي احد اهم عناصر المناخ وذلك لتأثيره على معظم العناصر والظواهر الجوية، إذ يرتبط بعلاقة عكسية مع درجات الحرارة فكل ما زاد الضغط الجوي أدى ذلك لانخفاض درجات الحرارة وبالعكس، كذلك له علاقة مع الرياح إذ أن الرياح تسيير وفقاً لتحدر الضغط الجوي حيث تتمثل حركتها من مناطق الضغط المرتفع باتجاه مناطق الضغط المنخفض، ويتوزع الضغط الجوي على مستوى الأرض الى مناطق ضغط ثابتة جزء منها مرتفع وأخرى ذات مناطق ضغط منخفض ولكل منها خصائص مناخية خاصة به تفرضها طبيعة الضغط الجوي، كما أن للضغط الجوي دور كبير في التساقط المطري فاختلاف الضغط الجوي يؤدي الى نقل الرياح الرطبة من مناطق المسطحات المائية الى المناطق اليابسة التي تتأثر بها والتي تكون ذات ضغط منخفض، وتعتبر وحدة قياس (المليبار Millibar) هي وحدة قياس الضغط الجوي⁽¹⁾، فضلاً عن اختلاف الضغط الجوي أفقياً بحسب ارتفاعات سطح الأرض فالمسطحات المائية تكون ذات ضغط مرتفع بينما المناطق المرتفعة يقل فيها الضغط الجوي بسبب قصر عمود الهواء، ويتكون الغلاف الجوي من مجموعة غازات من بينها غاز الأوكسجين وهذا الغاز ينشتر أفقياً بشكل شبه متساوي سواء كانت المنطقة يابس أم مسطح مائي منخفضة أم مرتفعة، ولكن يجد الإنسان صعوبة بالتنفس في المناطق المرتفعة (المناطق الجبلية) بسبب قصر عمود الهواء عند الارتفاع وأن ضعف الضغط في تلك المناطق يؤدي الى ضعف دفع الهواء للرتين وبالتالي يوجه الشخص صعوبة بالتنفس ومن ثم يصاب بدوار الجبل الذي تتمثل أعراضه بالضعف والصداع ونزيف قي الأنف.

ويمكن تعريف الضغط الجوي بأنه (وزن عمود الهواء فوق السنتيمتر المربع الواحد فوق سطح الأرض)⁽²⁾، إذ يمثل الضغط الجوي وزن عمود الغلاف الجوي على وحدة المساحة، ويمثل وزن عمود الهواء في الحقيقة مجموعة ضغوط الغازات التي يتكون منها الهواء، كما يبلغ هذا الوزن في الظروف العادية (14.7 رطلاً) وبذلك فأن كل قدم مربع على سطح الأرض فوقه هواء وزنه في المتوسط نحو 1000 كغم⁽³⁾، ويتبين الضغط الجوي من خلال المرتفعات والمنخفضات الجوية التي تكون القيمة (1013.2 مليبار) (التي تسمى بالضغط الجوي القياسي أو المعياري) هي الحد الفاصل بين المرتفعات والمنخفضات فكل ما هو اعلى من هذه القيمة يعتبر مرتفع جوي وكل ما هو اقل منها يعتبر منخفض جوي.

وهناك جملة من العوامل الجغرافية تؤثر على سير حركة نطاقات الضغط الجوي كما وتجعل العوامل تلك من توزيع الضغط الجوي غير ثابت بل تتزحج تلك النطاقات الى الشمال من موقعها وتراجع الى الجنوب

وفقاً لتغير درجات الحرارة خلال فصل السنة، فضلاً عن دور عامل السطح والارتفاع عن مستوى سطح البحر وكمية المحتوى الرطوبي في الجوي.

أولاً : العوامل المؤثرة على الضغط الجوي :

1- درجة الحرارة :

لدرجة الحرارة علاقة عكسية مع الضغط الجوي إذ كلما اخفض درجة الحرارة قل الضغط الجوي وبالعكس، فانخفاض درجة الحرارة يؤدي الى تبريد الهواء ومن ثم تكوين منطقة تفريق للهواء والتي غالباً ما تكون فيها الرياح هادئة الى ساكنة، أما عند ارتفاع درجات الحرارة فيقل الضغط الجوي يؤدي ذلك الى تسخين الهواء ومن ثم يخف وزنه ليرتفع الى الأعلى مشكلاً تيار هوائي صاعد وتكون المنطقة (منطقة تجمع للهواء)، وذلك تتوزع مناطق الضغط الجوي بشكل معاكس للمناطق ذات الحرارة العالية، أما عن تأثير الحرارة اليومي للضغط الجوي فإن الحرارة تنخفض في الليل خاصة عند فقدان الإشعاع الأرضي وهذا يؤدي الى ارتفاع الضغط الجوي ليلاً ثم يبدأ الضغط بالانخفاض مع شروق الشمس حتى يسجل ادنى قيمة له مع تسجيل درجة الحرارة العظمى.

2- الارتفاع عن مستوى سطح البحر :

يقبل وزن عمود الهواء كل ما ارتفعنا الى الأعلى (قلة الضغط الجوي) أما في المناطق السهلية فيكون وزن عمود الهواء عالي، من هنا يتضح أن الجبال تعتبر منطقة ضغط منخفض تؤدي عند قلة غاز الأوكسجين الى إصابة متسلقي الجبال بأمراض عديدة من بينها الدوار ونزيف الأنف والصداع.

3- الرطوبة الجوية :

للرطوبة الجوية علاقة عكسية أيضاً مع الضغط الجوي لكونها تؤدي الى امتصاص الحرارة أولاً فضلاً عن أنها اقل من كثافة الهواء ومن ثم فإن زيادة المحتوى الرطوبي في الجو تؤدي الى إزاحة للهواء، ولذلك فإن الهواء الرطب أو المحمل ببخار الماء يؤدي الى تشكيل منطقة ضغط منخفض بينما الهواء الجاف يؤدي الى تكوين منطقة ضغط مرتفع.

4- توزيع اليايس والماء :

لتوزيع اليايس والماء أثر كبير على قيم الضغط الجوي فقيم الضغط الجوي تكون متباينة بين الماء واليايس بشكل عكسي مع اختلاف فصول السنة وهذا راجع لاختلاف درجات الحرارة بطبيعة الحال، فمثلاً

تعتبر المسطحات المائية مناطق ضغط مرتفع في فصل الصيف لكون المياه تكتسب الحرارة ببطء على عكس اليابس الذي يكتسبها بسرعة ومن ثم يشكل منطقة ضغط منخفض وهذا يؤدي الى نشوء رياح تهب من المسطحات المائية باتجاه اليابس المجاور لها، بينما تكون العملية بالعكس عند حلول فصل الشتاء فاليابس يكون منخفض الحرارة بسبب انخفاض درجات الحرارة وبنفس الوقت أن المسطحات المائية تفقد الحرارة ببطء بسبب كثافة المياه والعمق الذي تغلغل به الأشعة الشمسية وبهذا تكون المسطحات المائية منخفضة الضغط الجوي ويكون ارتفاع الضغط على اليابس، هذه العملية تنطبق حتى خلال اليوم الواحد عند تعاقب الليل والنهار حيث ان النهار يؤدي الى ارتفاع قيم الضغط الجوي على المياه وانخفاضها على اليابس لتتقلب تلك العملية أثناء الليل.

ووفقاً لتلك العوامل المؤثرة في توزيع الضغط الجوي تتحدد نطاقات الضغط الجوي في بين مناطق ضغط مرتفع وأخرى منخفضة، صورة (5)، مع الأخذ بعين الاعتبار ترحل تلك النطاقات بحسب تغير فصول السنة بالتزامن مع حركة الشمس الظاهرية وتغير تعامدها على مدار السرطان، وفي ما يلي تقسيم جغرافي لتلك النطاقات :

أ- منطقة الضغط المنخفض الاستوائي :

تتميز المنطقة الممتدة في الدائرة الاستوائية بين دائرتي (10° شمالاً وجنوباً) بوجود منطقة ضغط منخفض دائم بسبب ارتفاع درجات الحرارة الناتجة عن تعامل الشمس على هذه المنطقة معظم أيام السنة التي تؤدي الى تكوين تيارات هوائية صاعدة.

ب- منطقة الضغط المرتفع شبه المداري :

تمتد مساحة هذا النطاق بين دائرتي عرض (30-35° شمالاً وجنوباً) وتقع تلك المنطقة التحديد فيما وراء المدارين السرطان والجدي، وبالرغم من ارتفاع درجات الحرارة في هذه المنطقة إلا أن هبوط الهواء فيها تسبب في تكوين منطقة ضغط جوي مرتفع دائم، إذ أن ارتفاع الهواء من المنطقة الاستوائية يؤدي الى اصطدام ذلك الهواء في حد التروبوبوز لعدم استطاعته اختراق الحد ومن ثم ينقسم التيار الهوائي الى قسمين واحد يتجه باتجاه مدار السرطان وآخر يتجه باتجاه مدار الجدي لهبط عليهما مشكلاً منطقة تفرق للهواء (مرتفع جوي).

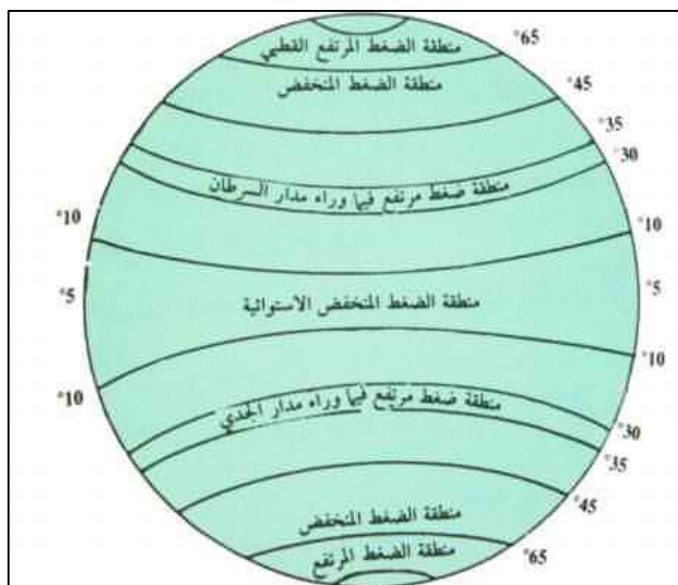
ج- منطقة ضغط منخفض شبه القطبي :

يكون امتداد هذا المنطقة بين دائرتي عرض (45-65° شمالاً وجنوباً)، وتكون ضغط خفيف فوق هذه المنطقة رغم انخفاض درجات الحرارة فيها وهذا يعود لالتقاء الهواء المداري مع الهواء القطبي على سطح بالقرب من هذه المنطقة ومن ثم تكوين الجبهة القطبية من خلال ارتفاع الهواء الدافئ فوق الهواء البارد القطبي وبذلك يتكون ضغط منخفض رغم انخفاض درجات الحرارة⁽⁴⁾.

د- منطقة الضغط المرتفع القطبي :

ينشأ نطاق الضغط المرتفع القطبي في قطبي الكرة الأرضية أي بين دائرتي عرض (65-90° شمالاً وجنوباً) بسبب انخفاض درجات الحرارة طوال العام في هذه المنطقة حيث تكون المنطقة مغطاة بالجليد والثلوج وتصل لها الأشعة الشمسية بشكل مائل جداً لا يسمع بتكون إشعاع ارضي ورفع درجات الحرارة فيها.

صورة (5) توزيع نطاقات الضغط الجوي على سطح الأرض



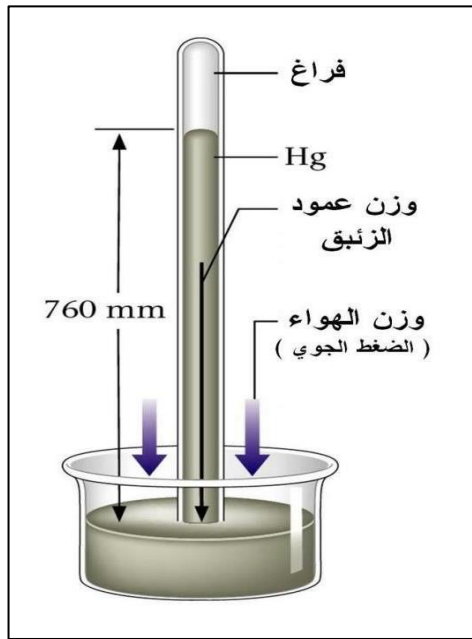
وفي ما يلي توضيح لاهم الأساليب الإحصائية لقياس الضغط الجوي ومنها :

ثانياً : طريقة حساب الضغط الجوي بتجربة توشيلي Torricelli :

يعد العالم الإيطالي إيفانجليستا توريشيلي (Evangelista Torricelli) مخترع جهاز البارومتر الزئبقي في عام 1643⁽⁵⁾، توضح الصورة (6) مكونات هذا الجهاز الذي يكون عبارة عن حوض مملوء بالزئبق يحتوي على أنبوب زجاجي يبلغ طوله (760 ملم) مقسم إلى وحدات قياس يكون طرفه العلوي مغلق ومفتوح من طرفه

السفلي فقط باتجاه الزئبق، وعند زيادة الضغط الجوي على الزئبق يرتفع الزئبق داخل الأنبوب للأعلى ليتم تسجيل قيم الضغط الجوي وفقاً لارتفاع الزئبق، ومن الجدير بالذكر هنا أن البارومتر الزئبقي يكون على أشكال عديدة ولا يقتصر شكله على ما موضح في الصورة أدناه.

الصورة (6) جهاز البارومتر الزئبقي



ويمكن التعبير عن ذلك رياضياً وفقاً للمعادلة الآتية :

$$P = \rho g h$$

حيث أن :

P = ضغط الهواء عند نقطة معينة.

ρ = كثافة الزئبق.

g = عجلة الجاذبية الأرضية.

h = ارتفاع عمود الزئبق في العمود.

مثال : يستخدم جهاز تورشيلي لقياس الضغط الجوي، أوجد الضغط المؤثر لأعلى على عمود الزئبق باستخدام القيمة (13595kg/m^3) لكثافة الزئبق ؟

الجواب :

يعتمد الضغط المؤثر لإعلى داخل عمود الزئبق على ارتفاعه فوق الحوض، وهو موضع في الصورة (2) الذي يبلغ طوله (0.76 m) في معادلة الضغط التي تمثل قيمة h في المعادلة

$$P = \rho g h$$

وان عجلة الجاذبية على كوكب الأرض التي تمثل g في المعادلة تساوي (9.81m/s^2) كما أن لدينا كثافة ρ التي تساوي (13595kg/m^3) وبذلك يصبح لدينا قيم جميع المتغيرات في المعادلة :

$$P = (13595\text{kg/m}^3) (9.81\text{m/s}^2) (0.76\text{ m})$$

تحذف وحدتا المتر في عجلة الجاذبية والارتفاع مع مثيلتهما المعطاتين في الكثافة بضرب جميع الحدود معاً لنحصل على :

$$P = 101358 \frac{\text{kg}}{\text{m} * \text{s}^2}$$

تكافئ وحدة باسكال نيوتن لكل متر مربع (N/m^2) ووحدة نيوتن تكافئ كيلوغرام متر لكل ثانية مربعة ($\text{kg} * \text{m/s}^2$).

ثالثاً : معادلة القوة والمساحة لقياس الضغط الجوي :

$$P = \frac{F}{A}$$

حيث أن :

$$F = \text{قوة الضغط الجوي.}$$

$$A = \text{المساحة.}$$

مثال : أحسب الضغط بوحدة باسكال pa أذ كانت القوة مقدارها (675 نيوتن) على مساحة مقدارها (135 سم²) ؟

الجواب :

قبل البدء بتطبيق المعادلة يجب أولاً تحويل ال(سم²) الى (المتراً²) ووفقاً للآتي :

$$135 \text{ سم}^2 = 10000/2$$

$$P = \frac{F}{A} = \frac{675}{0.0135} = 50000 \text{ (متر}^2/\text{نيوتن)}$$

يمكن حساب ارتفاع مبنى عن طريق مقياس الضغط الجوي بفرض ان ΔP هو الفرق الضغط بين سطح

الأرض وقمة المبنى حيث P_1 الضغط عند السطح الأرض و P_2 الضغط عند قمة المبنى فيكون $\Delta P = P_1 - P_2$

و عن طريق فك الضغط P إلى قيمته ρgh إذا $\rho gh = \rho gh_1 - \rho gh_2$ (حيث الكثافة ρ هنا

للزئبق و h_1 ارتفاع عمود الزئبق للباروميتر عند سطح الأرض و h_2 ارتفاع عمود الزئبق عند سطح المبنى ويكون

القانون كالتالي : $\rho gh = \rho gh_1 - \rho gh_2$ و يكون القانون النهائي هو $\rho h = \rho(H_1 - H_2)$.

أيضاً يمكن التعبير عن الضغط الجوي بعدة وحدات للقياس، كما هو موضح في الجدول الآتي:

✚ الباسكال (Pa): الوحدة الأساسية في النظام الدولي للوحدات؛ حيث باسكال واحد يساوي نيوتن واحد

لكل متر مربع وكما يلي :

$$1 \text{ Pa} = 1 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

وأن الضغط الجوي على الأرض يسمى بالضغط الجوي القياسي (atm) يعد أيضاً وحدة قياس للضغط،

حيث أن الضغط الجوي على الأرض يساوي 1 atm. 1 atm يساوي 101 325 Pa، نختصره أحياناً إلى 101

$$\text{kPa}: 1 = 101325 \text{ atmPa}$$

وهناك وحدة أخرى تستخدم للمزيد من الاختصار، وهي البار (1 bar) ويشار إليه اختصاراً (bar)

يساوي 100 000 Pa، وتستخدم عادة لاختصار الباسكال، إذن 1 atm يساوي 1.01 bar: 1=100000.barPa

وحدتا قياس الضغط الأخيرتان هما تورومليمتر زئبق، ولهما نسبة واحد إلى واحد، تور

واحد يساوي ملليمتر زئبق واحد، إذن 760 torr يساوي 1.01325 atm: 1=760.torrmmHgatmtorr

هوامش الفصل :

- 1- عبد الله أبو زخم وآخرون، المناخ والإرصاد الجوي (الجزء العملي)، منشورات جامعة دمشق، كلية الزراعة، 2014، ص69.
- 2- محمد إبراهيم محمد شرف، خرائط الطقس والمناخ، دار المعرفة الجامعية للطباعة والنشر والتوزيع، الإسكندرية، 2004، ص23.
- 3- علي سالم الشواورة، جغرافية علم الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار المسيرة للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2012، ص85.

4- K.R.Gress Well, Physical Geography, London,1972,p7.

5- P.R.Growe, Concepts in Climatology, Longman, London, 1971, p19.

الفصل الرابع

الوسائل الرياضية والإحصائية لحساب الرياح

تعد الرياح من عناصر المناخ المهمة التي اهتم بها الإنسان منذ القدم لاستخداماتها العديدة كما خصت باهتمام كبير في الدراسات المناخية وعلى قدر أكبر من الأهمية في تفسير الحالات المناخية لأي موقع لأنها تؤثر في أحوال الطقس، كما أنها تؤثر أيضا في بقية مظاهر الحياة الأخرى ، وبالإضافة إلى مؤثراتها السلبية، فإن لها العديد من المؤثرات الإيجابية ،وتعد الرياح عاملاً من العوامل التي تسهم بنقل الطاقة الحرارية من منطقة إلى أخرى لتحقيق التوازن في توزيع درجات الحرارة والضغط الجوي على سطح الأرض ، فضلا عن نقل بخار الماء من مصادره إلى مناطق أخرى تؤدي إلى زيادة رطوبة الجو ووفرة التساقط والهطول ، أو إنها تهب من مناطق جافة حاملة معها صفات الجفاف وان خير ما يؤكد دور الرياح في حياة الإنسان ونشاطه ما ورد ذكره عنها في الخير والشر في القران الكريم.

وتعد الرياح أحد عناصر المناخ الرئيسة التي حظيت باهتمام بالغ في الدراسات المناخية لما لها من علاقة مع درجات الحرارة والأمطار والضغط الجوي، وتعتبر المنظم للغلاف الجوي وبسببها تحدث كافة الظواهر الجوية ، فهي تعمل على تسوية درجات الحرارة والرطوبة والضغط الجوي بين مكان آخر⁽¹⁾، ويظهر أن دراسة عنصر الرياح قد حظيت باهتمام الكثير من الباحثين في علوم أخرى كما أن كثيرا من الموارد الطبيعية والبشرية ونشاطات الإنسان على سطح الأرض تتأثر هي الأخرى بظروف وأحوال الرياح الطقسية والمناخية⁽²⁾، لذا حاولت الدراسات المناخية المعاصرة وخطط التنمية وضع الحلول والمعالجات المناسبة عندما يكون لتغيراتها اثر واضح على أي نشاط أو فعالية يقوم بها الإنسان في مظهر نشاطه العام على سطح الأرض ، فضلا عن تأثير الرياح بتفاعلها مع العناصر الأخرى في راحة الإنسان وصحته سواء أكان التأثير مضر أم لصالحه⁽³⁾، فالرياح تؤثر في درجة حرارة الهواء التي تؤثر هي الأخرى على درجة حرارة الجسم إذ يؤثر ارتفاعها أو انخفاضها الشديدين في التوازن الحراري(Heat balance) لجسم الإنسان فتؤثر بالنتيجة في مزاجه ومدى نشاطه وقدرته على العمل ومدى تعرضه إلى الأمراض الناتجة عن تغير الظروف الطقسية المحيطة به ، فضلا عن الدور الذي تؤديه الرياح في التلوث البيئي سواء أكان بالعوامل الطبيعية التي تمثل بالعواصف الترابية أم الغبارية،⁽⁴⁾ أو تلوث كيميائي بفعل الغازات والأدخنة الناتجة عن عمليات الاحتراق المختلفة داخل المناطق الصناعية والمدن الكبرى وغيرها من مسببات التلوث ، إذ تقوم الرياح بنقلها إلى مناطق مختلفة تبعا لاتجاه هبوبها⁽⁵⁾، التي تؤثر حين بلوغها درجة التركيز العالي تأثيرا سيئا في صحة الإنسان ، كما حدث في مدينة لندن عام 1902 إذ أدى تلوث جوها بالغازات والأتربة والضباب الأسود إلى مصرع آلاف من سكانها ، وقد تكررت الظاهرة نفسها في المنطقة الصناعية في مدينة دونورا (Donoro) في بنسلفانيا عام 1948، وعلى هذا الأساس

اصبح تلوث الهواء من الظواهر الخطيرة التي تهدد حياة الإنسان وصحته في وقتنا الحاضر⁽⁶⁾، كما ترتبط الشؤون والأعمال الزراعية ارتباطا وثيقا بخصائص الرياح العامة والمحلية⁽⁷⁾، ولا يخفى على أحد اثر الرياح (wind) على النباتات أثناء مراحل نموها المختلفة لذا تعد الرياح من الشروط أو المهام التي تقع على عاتق المختصين بدراسة المناخ الزراعي Agricultural Climate تحديداً وقد يكون للرياح أهميتها بالنسبة للزراعة نظرا لما لها من آثار نافعة تارة وضارة تارة أخرى، وهنا يظهر التأكيد على الرياح المحلية اكثر من العامة منها فهي مؤثرة على الإنتاج ومحسنة له إذا كانت ظروفها مناسبة، والعكس من ذلك يؤدي إلى تدني الإنتاج وتدميره⁽⁸⁾.

فالرياح على اختلاف أنواعها واتجاهها لها تأثير قوي على المحاصيل الزراعية في المناطق الجبلية والسهول المفتوحة التي تتعرض باستمرار للرياح الشديدة، ويكون تأثيرها على براعم الأشجار التي تواجه الرياح أكثر من براعم الأشجار في الجانب الآخر وتؤثر أيضا على الأوراق، فضلا عن إنها تؤدي إلى تساقط الأزهار والثمار أو تكسر الفروع الحاملة للثمار وبالتالي قلة في الإنتاج، وقد يصل تأثير الرياح إلى قلع الأشجار أو التدمير الكامل للمزارع عندما تصل سرعتها إلى أكثر من (100) كم/ساعة، كما حصل لكثير من مزارع الموز وقصب السكر في جزر هايتي وكوبا وغيرها من جزر البحر الكاريبي عندما تعرضت إلى تأثير مثل هذه الرياح المدمرة⁽⁹⁾. تسبب الرياح الدمار للكثير من المحاصيل الحقلية أثناء مراحل نموها وبخاصة مرحلة جني الثمار، إذ تعمل على ضمور بعض المحاصيل وتكسيروها واضطجاع بعضها الآخر، ولاسيما محاصيل الحبوب كالقمح والشعير والرز إذ تنكسر سنابلها أو تصاب ببعض الأمراض الناتجة عن اضطجاعها في الماء بعد ربهها الخاطئ، وعليه لا بد من الانتباه إلى طريقة ربهها في أيام هبوب الرياح الشديدة، فضلا عن تأثيرها المدمر أثناء موسم الحصاد. يصاحب الرياح الهابة الأثرية التي تعمل على تلف ثمار الأشجار والنباتات وتغطية أوراقها بالأتربة مما يؤثر في عملية التركيب الضوئي ولا يقتصر التأثير السلبي للرياح على الأضرار الميكانيكية التي سبق ذكرها فحسب إنما يتعداها إلى عمليات التلقيح وعلى عمل الحشرات الملقحة، فضلا عن صعوبة القيام بعمليات رش المبيدات والمواد الكيماوية لمكافحة الآفات والأمراض عندما تشتد سرعتها⁽¹⁰⁾، وتأثيرها المباشر وغير المباشر في عملية التبخر/النتح والإخلال بالتوازن المائي الداخلي الذي تتوقف عليه العمليات الفسلجية لنمو النبات، وتقوم الرياح الشديدة السرعة ولاسيما في المناطق الجافة بتعرية التربة وتكوين الكثبان الرملية التي يؤدي زحفها نحو المناطق الرطبة وكلتا الحالتين تؤدي إلى تصحر الأرض وبالنتيجة انخفاض إنتاجيتها وفقر نظامها البيئي⁽¹¹⁾، كما هو الحال في شرق نهر دجلة، شمال شرق الحلة والديوانية وشبه الجزيرة العربية،

وعلى الرغم من سلبيات الرياح المباشرة وغير المباشرة في النباتات أو العمليات الزراعية التي أسلفنا ذكرها ، فإنها تمتلك عدة إيجابيات فهي تقوم بنقل حبوب اللقاح بين الأزهار والنباتات المختلفة ونقل البذور ولا سيما البذور ذات الأهداب والشعيرات التي تساعد الرياح على حملها ونقلها من مكان إلى آخر ، فضلا عن استخدام الرياح في عملية التذرية لفصل البذور عن سيقانها كما هو الحال بالنسبة للقمح والشعير ، وتستخدم الرياح كوسيلة رخيصة لرفع المياه من المستويات المنخفضة والآبار عن طريق المراوح الهوائية ، وقد اعتمدت هولندا في زراعتها على هذه الوسيلة ولاسيما في الفترات التي تقل فيها كمية الأمطار ، وكذلك استخدامها لأكثر من دولة في العالم كمصدر للطاقة الحركية وفي إدارة الطواحين الهوائية وتوليد الطاقة الكهروريحية (12).

أولاً : اهم العوامل المؤثرة على حركة الرياح

1- تحدر الضغط **pressure gradient** : يشبه بقوة هائلة تجذب الرياح نحو مراكز الضغط المنخفض ويستخرج من المعادلة (13):

$$ج = 1/ث \times د ض / د س$$

حيث ان :

ج قوة الجذب.

ث = كثافة الهواء.

د ض / د س = تحدر الضغط.

2 – القوة الكورولية **Cariotes force** : هي خلية هادلي **Hadley cell** او قانون فرل وتعني القوة التي تحرف الرياح الى يمين اتجاهها في نصف الكرة الشمالي وإلى يسار اتجاهها في نصف الكرة الجنوبي، ويمكن الحصول عليها من المعادلة الآتية (14):

$$ك = 2 \times ز \times س \times جا (ع)$$

حيث ان

ك = القوة الكورولية.

ز = سرعة دوران الارض حول محورها.

س = سرعة الرياح.

جا (ع) = جيب درجة العرض التي تهب الرياح عندها.

3 – الاحتكاك (Friction) : وهو خشونة السطح تؤثر على الرياح وتقلل من سرعتها لذلك فان طبقة الغلاف الجوي السفلى الملاصقة لسطح الأرض والتي لا يزيد سمكها على بضعة مليمترات هي طبقة راكدة تماما أما فوقها فسرعة الرياح تزداد وتؤثر على الرياح السطحية (1 – قوة كوريوليس، 2 تحدر الضغط، 3. الاحتكاك، 4. قوة الجذب نحو المركز اما في طبقات الجو العليا فتؤثر على الرياح فقط 1 – قوة كوريوليس، 2 – تحدر الضغط، 3 – قوة الجذب نحو المركز).

4 – قوة الجذب نحو المركز: حتى يتمكن اي جسم من الدوران حول مركز معين لا بد من وجود قوة معينة تجذبه نحو ذلك المركز ويمكن حساب تلك القوة وفقا للمعادلة الآتية⁽¹⁵⁾:

$$ج = ك س / 2 نق$$

حيث ان: ج = قوة الجذب نحو المركز

ك = كتلة الجسم المتحرك.

س = سرعة الجسم

نق = نصف قطر الدائرة التي يتحرك الجسم فيها.

وليس لهذه القوة تأثير كبير الا في الحالات التي تدور فيها في مساحة صغيرة كالتورنادو والدوامات الهوائية الصغيرة.

ثانياً : الرياح العليا (الجيوستروفيك)

يطلق على الرياح التي تأخذ اتجاهاً متوازناً بين القوتين وتسلق طريقاً موازياً لخطوط الضغط اصطلاح جيوستروفيك.

وعلى الرغم من ان الرياح السطحية تمتاز بكثرة التغير في سرعتها واتجاهها الا ان الرياح في طبقات الجو العليا تمتاز بالرتابة وثبات الاتجاه ويمكن الحصول عليها من المعادلة الآتية⁽¹⁶⁾:

$$س = \frac{1}{\left(\frac{2}{1} ز * ج ا ع * ث\right) * د \frac{د}{ص} ع}$$

حيث ان :

س = سرعة الرياح العليا

ز = السرعة الدورانية للأرض بالدرجات

ج ع = جيب درجة العرض

ث = كثافة الهواء

د ض = التغير في الضغط الجوي

د ع = التغير في الارتفاع، لذا فان د ض / د ع تمثل تناقص الضغط الجوي بالارتفاع، وتكون الرياح العليا على ارتفاع أكثر من 12 كم ولا تظهر قرب خط الاستواء لانعدام القوة الكوريولية لذلك تظهر بعد دائرتي عرض 10° ش و ج.

ثالثاً : الحركة الرأسية للهواء :

وتشمل الحركة الرأسية للهواء اشكال مختلفة هي (17):

1- الدوامات الهوائية (Eddies Correlation).

2- التيارات الصاعدة (Up Draft Currents).

3- التجمع العلوي للهواء الصاعد (Convergent Ascent).

4- هبوط الهواء (Air Subsidence).

5- التيارات الهابطة أو النازلة (Down Draft Currents).

ومن المعادلات التي تحسب الحركة الرأسية للهواء ما يأتي (18):

1- الدوامات الهوائية وعلاقتها بالنبات :

ينحصر اسلوب الدوامات الهوائية (Eddies Correlation) في تأثيرها على التبخر وبالتالي على النبات ، إذ يقوم اسلوب الدوامات الهوائية (لحساب التبخر) على اساس قياس الذبذبات القصيرة في سرعة الهواء الصاعد او الهابط الى اسفل عبر مستوى معين قريب من سطح الارض ، كما يقيس رطوبة ذلك الهواء وكثافته بجهاز بالغ الحساسية غير انه يستطيع قياس الذبذبات التي تقل عن (0.1) ثانية، وكان اول من اقترح هذا الاسلوب في حساب تأثير الدوامات الهوائية على كمية التبخر وبالتالي تأثر النبات العالم (سوينبانك)

(Swainbank) عام (1951) ثم طوره العالم (مكلوري) (McIlroy) عام (1961)، ويمكن تقدير بخار الماء للنبات الذي ينتقل عبر سطح معين مساحته وحدة واحدة وفي خلال وحدة زمنية واحدة بالمعادلة الاتية⁽¹⁹⁾:

$$Y = T \times S \times R(N) \times D$$

حيث ان

Y = بخار الماء الذي ينتقل عبر السطح

T = كثافة الهواء

S = السرعة الراسية للهواء الصاعد (الدوامات الهوائية)

R(N) = الرطوبة النوعية للهواء

D = وحدة زمنية واحدة

2- الديناميكية الهوائية: (Aerodynamic Profile Approach)⁽²⁰⁾

تقوم هذه الطريقة على حساب معدل انتقال بخار الماء بين اي مستويين متقاربين في الغلاف الجوي (مثال ذلك بين سطح التربة قرب الجذور واوراق النبات) على اساس الاختلاف بينهما في سرعة الرياح ورطوبة الهواء ومعامل انتشار بخار الماء ، وافضل المعادلات لقياس ذلك معادلة ثورنثويت وهولتزمان وهي :

$$T = \frac{2 \{R\} - \{R\} \times \{S\} - \{S\}}{2 \{C\} \div \{C\} \div \{C\}}$$

حيث ان T = التبخر سم / ث

T = كثافة الهواء غرام / سم³

R{2} ، R{1} = الرطوبة النوعية للهواء عند ارتفاع ع{2} و ع{1} غم / سم³

S{2} ، S{1} = سرعة الرياح عند ارتفاع ع{2} و ع{1} سم / ثانية

K = ثابت كارمان Karman Constant ويقدر بـ (0.41)

رابعاً : تقدير طاقة الرياح الكامنة

يعتمد تقدير الطاقة الكامنة للرياح في أية منطقة على سرعة الرياح وكثافتها ومساحة المنطقة التي تهب عليها، فمن خلال الحصول على معلومات كافية عن هذه العناصر يمكن البدء بتنفيذ مشروع ربط المراوح

الهوائية ذات دوار مساحته متر مربعاً، وتعمل بكفاءة تحويل قدرها 100% وفي حالة ربط هذه المراوح او (الطاحونة) بمولد كهربائي بسعة غير محدودة، وقدرة على الإنتاج تحت تأثير مختلف السرع، وفي هذه الأحوال يكون بالإمكان حساب إجمالي الطاقة في المنطقة وذلك من خلال.⁽²¹⁾

إجمالي الطاقة = كثافة طاقة الرياح للمتر المربع × إجمالي مساحة المنطقة بالمتر المربع وعليه فقد توصل العلماء إلى حساب الطاقة المولدة من الرياح عن طريق معادلة رياضية وهي كالآتي⁽²²⁾:

$$P = 0.5ADV^3$$

حيث ان :

P = طاقة الرياح المتوفرة (واط) .

A = مساحة الدائرة تتحرك فيها الشفرات (متر/مربع).

B = كثافة الهواء يمكن اعتبارها قيمة ثابتة تساوي (1.29 كغم/م³)

V = سرعة الرياح (م/ثا) .

الفرق بين MPH و KMH

MPH = سرعة الرياح ميل / ساعة

KMH = سرعة الرياح كم / ساعة

إذا كنت تسيّر بسرعة (50 MPH) فهي تساوي (80 KMH) وإذا كنت تسيّر بسرعة (37 MPH) فهي تساوي

(60 KMH)

مقياس شدة الريح - صيغة حساب سرعة الرياح⁽²³⁾

$$V=Q/\{(D/2)^2 * 3.14 * 3600\}$$

V = سرعة الرياح الرأسية (م / ث)

Q-air = حجم الهواء (م³ / h)

D = قطر الأنبوب (م)

^ = يعني القوة.

وسالبة. إذا كانت قيمة الضغط الساكن موجبة، فهذا يعني أن مجرى الهواء Shizhou يتم توسيعه حاليًا. إذا كانت قيمة الضغط الساكن سالبة، فهذا يعني أن مجرى الهواء يتم ضغطه حاليًا.

(2) الضغط الديناميكي (Pv) ما يسمى بالضغط الديناميكي هو الضغط الناتج عن سرعة تدفق السائل في مجرى الهواء. غالبًا ما يتم التعبير عنه بالكيلوغرام قوته / م² أو mmaq قيد الاستخدام.

(3) الضغط الكلي (PT) ما يسمى بالضغط الكلي هو مجموع الضغط الساكن والضغط الديناميكي ، والذي يُعبر عنه غالبًا بالكيلوغرام قوته / م² أو mmaq قيد الاستخدام. قيمة الضغط الكلي في المروحة ثابتة ولن تتغير بسبب انكماش مجرى الهواء. ضغط الرياح ودرجة الحرارة سوف تؤثر التغيرات في درجات الحرارة على كثافة الهواء. لذلك ، عندما تظل الظروف الأخرى دون تغيير ، وعندما تتغير درجة الحرارة ، يجب تصحيح ضغط الرياح وفقًا للعلاقة التالية للحصول على قيمة ضغط الرياح في ظل الظروف القياسية (273):
$$P = P' \left[\frac{273}{273 + t} \right] \text{ (mm Aq)}$$

حيث t هي درجة الحرارة في المثلثات ، يمكن تصحيح قيمة ضغط الرياح على النحو التالي (mm Aq) $P = P' (1.2 / t)$ في الصيغة ، القيمة الموجودة على الجانب الأيمن من علامة التساوي هي مثل P' ، t ، الضغط المقاس المكافئ ودرجة الحرارة وكثافة الهواء .

(4) العلاقة بين الضغط والسرعة: السرعة ثابتة بقدر الضغط، ومن المستحيل أن تتغير السرعة إذا ظل الضغط على حاله.

(5) حجم هواء المروحة هو: ناتج سرعة الرياح V ومنطقة المقطع العرضي F لمجرى الهواء. نظرًا لأنه يمكن قياس سرعة الرياح بدقة بواسطة مقياس شدة الرياح للمراوح الكبيرة ، فإن حساب حجم الهواء يكون أيضًا بسيطًا جدًا. يمكن حساب حجم الهواء مباشرة باستخدام الصيغة $Q = VF$.

(6) تحديد عدد المراوح: حسب عدد تغيرات الهواء في الغرفة المختارة، احسب حجم الهواء الكلي المطلوب للمصنع، ثم احسب عدد المراوح. صيغة الحساب $N = V \times n / Q$: من بينها -- N: عدد المراوح (المجموعات)، V -- حجم الموقع (m³) ، n عدد تغيرات الهواء (مرة / ساعة) ، س -- رقم أنموذج المروحة المحدد حجم الهواء المفرد (م / 3 ساعة).

حساب وتقدير قيمة دالة الاستقرار الجوية والخشونة السطحية (p) باستخدام القانون الاسمي للرياح⁽²⁴⁾

الهدف من التجربة:

حساب وتقدير قيمة دالة الاستقرار الجوية والخشونة السطحية (p) باستخدام القانون الاسي . عن طريق التسجيل المباشر لسرعة الرياح في النفق الهوائي.

الاجهزة المستخدمة:

جهاز النفق الهوائي Wind Tunnel

عوائق غير متجانسة

جهاز قياس سرعة الرياح (Anemometer)

ساعة توقيت

النظرية:

لقد استخدم القانون الاسي للرياح بشكل واسع في دراسة كل من ميكانيكية الموائع وكذلك في هندسة الرياح وذلك لأنه من الممكن ان تمثل مخططات الرياح لأعماق ابعد من الطبقة السطحية.

ويعطى القانون الاسي للرياح بالصيغة الاتية:

$$\frac{u_2}{u_1} = \left(\frac{z_2}{z_1}\right)^p \dots \dots \dots (1)$$

وباخذ اللوغارثيم للمعادلة (1) ينتج:

$$\frac{u_2}{u_1} = \left(\frac{z_2}{z_1}\right) \cdot p \dots \dots \dots (2)$$

$$p = \frac{\log\left(\frac{u_2}{u_1}\right)}{\log\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} \dots \dots \dots (3)$$

طريقة العمل:

1- شغل جهاز النفق الهوائي.

2- سجل سرعة الرياح بواسطة جهاز قياس سرعة الرياح ولارتفاعات مختلفة بواقع تسجيل كل (2.5 cm).

3- احسب قيمة الدالة p من معادلة (3) ولكل مستويين ارتفاعين.

4- احسب قيمة معدل الدالة p.

5- من خلال المعادلة (1) احسب سرعة الرياح لكل الارتفاعات المسجلة اعتماداً على قيمة معدل ال p.

6- ارسم بيانياً التغير العمودي لسرعة الرياح (المحسوبة والمسجلة) وقارن بينهما (سرعة الرياح على محور x والارتفاع على محور y).

خامساً : حساب حمولة الرياح

الرياح هي كتلة هوائية تتحرك في اتجاه أفقي تقريباً من منطقة ذات ضغط مرتفع إلى أخرى ذات ضغط منخفض، يمكن أن تكون الرياح القوية شديدة التدمير لأنها تولد ضغطاً على سطح البناء. شدة هذا الضغط هي حمولة الرياح، ويعتمد تأثير الرياح على حجم البناء وشكله. حساب حمولة الرياح أمر ضروري في التصميم والإنشاء ليكون البناء آمناً ومقاوماً للريح أكثر ولوضع أشياء كالهوائيات فوق الأبنية.

المعادلة العامة⁽²⁵⁾:

$$F = A \times P \times Cd$$

إن المعادلة العامة لحمولة الريح هي $F=A*P*Cd$

حيث أن :

$F =$ القوة أو حمولة الريح

$A =$ المساحة المستهدفة للشيء المقصود

$P =$ ضغط الرياح

$Cd =$ معامل السحب

هذه المعادلة مفيدة لتقدير حمولة الرياح على شيء محدد لكنها لا تحقق متطلبات قانون البناء لتخطيط المنشآت الجديدة.

مثال: ⁽²⁶⁾

جد المساحة المستهدفة A. وهي مساحة الوجه ثنائي الأبعاد الذي ستصطدم به الريح.

سيكون عليك تكرار العملية الحسابية لكل وجه من أوجه البناء لعمل تحليل كامل، فمثلاً إذا كان هناك جانب غربي للبناء مساحته 20 م² فاستخدم تلك القيمة ل A لحساب حمولة الرياح على الوجه الغربي.

تعتمد معادلة حساب المساحة على شكل الوجه أو السطح. استخدم المعادلة المساحة = الطول × الارتفاع للجدران المستوية. قرب مساحة وجه العمود بالمعادلة المساحة = القطر*الارتفاع.

قس A بالمتر المربع (م2) لحسابات النظام الدولي.

قس A بالقدم المربعة (قدم2) للحساب بالنظام الإنجليزي.

مثال: (27)

احسب ضغط الرياح. أبسط معادلة لحساب ضغط الرياح بالوحدات الإنجليزية (باوند لكل قدم مربع) هي: حيث V هي سرعة الريح بالميل لكل ساعة. استخدم بدلاً مما سبق وقس V بالمتر لكل ثانية لإيجاد الضغط بالوحدات الدولية (نيوتن لكل متر مربع).

هذه المعادلة مبنية على قانون المهندسين المدنيين للرابطة الأمريكية. معامل 0.00256 هو نتيجة العملية الحسابية مبنية على القيم النموذجية لكثافة الهواء وتسارع الجاذبية.

يستخدم المهندسون معادلة أدق لأخذ عوامل إضافية في الحسبان، مثل: التضاريس المحيطة ونوع المنشأ. يمكنك الاطلاع على إحدى المعادلات في كود ASCE7-05 أو استخدم معادلة UBC الموضحة أدناه. ابحث عن أقصى سرعة للرياح في منطقتك باستخدام معايير رابطة الصناعات الإلكترونية إذا لم تكن واثقاً من سرعة الريح. فمثلاً تقع معظم مناطق الولايات المتحدة في نطاق A بسرعة 38,71 م/ث لكن المناطق الساحلية قد تقع في نطاق B بسرعة 44,07 م/ث أو نطاق C بسرعة 49,97 م/ث.

مثال: (28)

حدد معامل السحب للغرض موضع الدراسة، السحب هو القوة التي يبذلها الهواء على البناء ويتأثر بشكل البناء وخشونة سطحه وعدة عوامل أخرى. يقيس المهندسون معامل السحب مباشرة بالتجارب لكن يمكنك الاطلاع على معامل السحب النموذجي للشكل الذي تقيسه مثلاً لأخذ تقدير تقريبي:

معامل السحب القياس لأنبوب أسطواني طويل هو (1.2) ولأسطوانة قصيرة هو (0.8) ينطبق هذا على أنابيب الهوائي الموجودة على العديد من الأبنية.

المعامل القياسي للوح مستو كسطح البناء هو 2 لسطح مستو طويل و(1.4) لسطح مستو قصير.

ما من وحدات قياس لمعامل السحب.

مثال: (29)

احسب حمولة الرياح، يمكنك الآن حساب حمولة الرياح بالمعادلة $F = A \times P \times Cd$ مستخدمًا القيم التي أوجدتها أعلاه.

$$. F = A \times P \times Cd$$

لنقل مثلًا بأنك تريد تحديد حمولة الرياح على هوائي بطول 0,9 م وقطر (0.0125) م في رياح بسرعة (31.3) م/ث.

✚ ابدأ بتقدير المساحة المستهدفة. في هذه الحالة

$$.2.5 = (31,292)0.00256 = 2 \cdot 0.00256$$
 احسب ضغط الرياح: ✚

✚ معامل السحب لأسطوانة قصيرة هو (0.8)

$$.1.25 = (0.8)(12.5)(0.1252) =$$
 أدخله في المعادلة: ✚

✚ (0.6) كجم هو حمولة الريح على الهوائي.

معادلة رابطة الصناعات الإلكترونية⁽³⁰⁾

حدد المعادلة التي وضعتها رابطة الصناعات الإلكترونية، معادلة حمل الرياح هي

$$F = A \times P \times Cd \times Kz \times Gh$$

حيث أن:

$$A = \text{المساحة المستهدفة}$$

$$P = \text{ضغط الرياح}$$

$$Cd = \text{معامل السحب}$$

$$Kz = \text{معامل التعرض}$$

$$Gh = \text{معامل الاستجابة للعاصفة.}$$

تأخذ هذه المعادلة بضعة عوامل أخرى في الحسبان لحساب حمولة الرياح، وتستخدم لحساب حمولة الرياح على الهوائي.

فهم متغيرات المعادلة:

لا بد أن تفهم ما يرمز له كل متغير أولاً وما وحدات القياس المرتبطة به لاستخدام المعادلة بطريقة صحيحة.

✚ P و A و Cd هي نفس المتغيرات المستخدمة في المعادلة العامة.

✚ Kz = معامل التعرض ويحسب عن طريق أخذ الارتفاع بين منتصف الشيء والأرض في الحسبان، وحدة قياس Kz هي المتر.

✚ Gh = معامل الاستجابة للعواصف ويحسب بأخذ الارتفاع الكلي للشيء في الحسبان. وحداته هي 1/م أو م⁻¹.

تحديد المساحة المستهدفة: تعتمد المساحة المستهدفة للشيء على شكله وحجمه، ويكون حساب المساحة المستهدفة أسهل إذا كانت الريح تصطدم بجدار مستو مما لو كان البناء مدوراً، وستكون المساحة المستهدفة تقريباً للمساحة التي تتلامس معها الرياح.

وما من معادلة واحدة لحساب المساحة المستهدفة بشكل مباشر، لكن يمكنك تقديرها ببعض العمليات الحسابية البسيطة. وحدات المساحة هي م².

✚ استخدم معادلة المساحة = الطول × العرض، للجدران المستوية مع قياس طول وعرض الجدار الذي ستصدمه الرياح.

✚ كما يمكنك تقريب المساحة باستخدام الطول والعرض في حالة الأنابيب والأعمدة. سيكون العرض في هذه الحالة هو قطر الأنبوب أو العمود.

حساب ضغط الرياح: (31)

يعطى ضغط الرياح بالمعادلة $P = 0.00256 \times V^2$

حيث أن:

V = سرعة الرياح بالمتر لكل ثانية، وحدة قياس ضغط الرياح هي كجم/متر مربع.

فمثلاً إذا كانت سرعة الرياح (31.92) م/ث فإن ضغط الرياح هو $(2234.4) = (31.92^2 \times 0.00256)$ نيوتن/المتر المربع.

✚ وهناك بديل لحساب ضغط الرياح عند سرعة محددة لها يتمثل في استخدام القيم القياسية لنطاقات الرياح المختلفة، فمثلاً تقع معظم مناطق الولايات المتحدة في نطاق A بسرعة (38.71) م/ث، ولكن قد

تقع المناطق الساحلية في نطاق B بسرعة (44.07) م/ث أو نطاق C بسرعة (97.49) م/ث وفقاً لرابطة الصناعات الإلكترونية.

تحديد معامل السحب للشيء موضع الدراسة:

السحب هو القوة الكلية في اتجاه التيار والناجمة عن الضغط على سطحه، ويمثل معامل السحب سحب الشيء خلال سائل ما ويعتمد على الشكل والحجم وخشونة السطح.

معامل السحب القياسي لأنبوب أسطواني طويل هو (1.2) ولأسطوانة قصيرة هو (0.8) وينطبق هذا على أنابيب الهوائي الموجودة على العديد من الأبنية.

المعامل القياسي للوح مستو كسطح بناية هو (2) للأسطح المستوية الطويلة أو (1.4) للأسطح القصيرة.

يبلغ الفرق بين معامل السحب للأسطح المستوية والأسطوانية (0.6).

ما من وحدات قياس لمعامل السحب.

حساب معامل التعرض K_z :

يحسب معامل التعرض K_z باستخدام المعادلة $[z/33]^{(7/2)}$ حيث z هو الارتفاع من الأرض إلى منتصف الشيء.

فمثلاً إذا كان لديك هوائي بطول (0.9) م ويرتفع عن الأرض بمقدار (14.4) م فسيكون z مساوياً لـ (13.95) م.

$$m \ 0.33 = {}^{(7/2)}[33/14.4] = {}^{(7/2)}K_z = [z/33]$$

حساب معامل الاستجابة للعواصف G_h : يحسب هذا المعامل بالمعادلة

$$G_h = .65 + .60 / [h/33]^{(7/1)}$$

حيث h هو ارتفاع الشيء.

فمثلاً إذا كان لديك هوائي بطول (0.9) م ويرتفع عن الأرض بمقدار (14.4) م

$$1-m0.366 = {}^{(7/1)}(33/14.4)/60 + .65 = [{}^{(7/1)}(G_h = .65 + .60)] / (h/33)$$

حساب حمولة الرياح:

يمكنك الآن حساب حمولة الرياح بالمعادلة

$$F = A \times P \times C_d \times K_z \times G_h$$

باستخدام القيم الموجودة أعلاه، يتم إدخال كل المتغيرات وأجراء العملية الحسابية.

✚ لنقل مثلاً بأنك تريد تحديد حمولة الرياح على هوائي بطول (0.9) م وقطر (0.0125) م ورياح

بسرعة (31.29) م/ث، وهو موضوع فوق بناية بارتفاع (14.40) م.

✚ ابدأ بحساب المساحة المستهدفة: $A = \pi \times (0.0125)^2 \times 0.9 = 0.0112 \text{ m}^2$ في هذه الحالة.

✚ احسب ضغط الرياح: $V = 0.00256 \times (31.29)^2 = 0.00256 \times 2.5 = 0.00256 \text{ m}^2$

✚ معامل السحب لأسطوانة قصيرة هو (0.8).

✚ احسب معامل التعرض: $K_z = [z/33]^{(7/2)} = [0.33/33]^{(7/2)} = 0.0112$

✚ احسب معامل الاستجابة للعواصف: $G_h = 1 + 6.5 \times (33/14.4)^{-1/4} = 1 + 6.5 \times 0.65 = 0.366$

✚ عوض في المعادلة: $F = A \times P \times C_d \times K_z \times G_h = 0.0112 \times 0.75 \times 2.5 \times 0.8 \times 0.33 \times 0.366 = 0.75 \text{ kg}$

✚ مقدار حمولة الرياح على الهوائي هو (0.75) كغم.

معادلة 97' من قانون البناء الموحد

تم وضع معادلة 97' من قانون البناء الموحد عام 1997 كجزء من قانون البناء الموحد لحساب حمولة

الرياح من المعادلة: (32)

$$F = A \times P$$

حيث أن:

A = المساحة المستهدفة

P = ضغط الرياح

لكن لهذه المعادلة عملية حسابية بديلة لضغط الرياح.

يحسب ضغط الريح من المعادلة

$$P = C_e \times C_q \times Q_s \times I_w$$

حيث أن:

C_e = مجموعة الارتفاع مع معامل التعرض ومعامل الاستجابة للعاصفة

C_q = معامل الضغط (وهو مكافئ لمعامل السحب في المعادلتين السابقتين)

$$Q_s = \text{ضغط ركود الرياح}$$

$$I_w = \text{معامل الأهمية.}$$

ويمكن حساب جميع هذه القيم أو الحصول عليها من الجداول المناسبة.

تحديد المساحة المستهدفة:

تعتمد المساحة المستهدفة للشيء على شكله وحجمه، حساب المنطقة المستهدفة في حالة اصطدام الرياح بجدار مستو أسهل منه في حالة الأجسام المستديرة، ستكون المساحة المستهدفة تقريبًا للمساحة التي تلامسها الرياح، ما من معادلة محددة لحساب المساحة المستهدفة لكن يمكن تقديرها ببعض العمليات الحسابية البسيطة، وحدات المساحة هي المتر المربع 2m.

❖ استخدم معادلة المساحة = الطول × العرض، للجدران المستوية مع قياس طول الجدار المقابل للرياح وعرضه.

❖ كما يمكنك تقريب مساحة الأسطوانة أو العمود باستخدام الطول والعرض. سيكون العرض هو قطر الأنبوب أو العمود في هذه الحالة.

❖ حدد C_e وهو خليط الارتفاع ومعامل التعرض والاستجابة. تختار هذه القيمة بناء على الجدول G-16 من قانون البناء الموحد ويأخذ في الحسبان ثلاثة أنواع من التضاريس أرضية بارتفاعات مختلفة وقيم C_e مختلفة لكل منها.

❖ منطقة التعرض "ب" هي التضاريس ذات الأبنية أو الأشجار أو التوزيع غير المنتظم الآخر للسطح والذي يغطي 20% تقريبًا من المساحة المحيطة ويمتد إلى (1.6) كم أو أكثر من الموقع.

❖ منطقة التعرض "ج" ذات تضاريس مستوية ومفتوحة في العموم تمتد (0.8) كم أو أكثر من الموقع.

❖ منطقة التعرض "د" هي الأصعب بسرعات رياح تبلغ (129) كم/ساعة أو أكثر وتضاريس مستوية دون عوائق تواجه أسطح مائبة كبيرة.

❖ تحديد معامل الضغط للشيء موضع البحث: (33)

❖ معامل البحث C_q هو نفسه معامل السحب C_d ، السحب هو القوة الكلية في اتجاه التيار الناتجة عن الضغط على سطح الشيء، تمثل معاملات السحب سحب الشيء خلال سائل ما وتعتمد على شكله وحجمه وخشونته.

- ❖ معامل السحب القياسي لأنبوب أسطوانى طويل هو (1.2) ولأسطوانة قصيرة هو (0.8) وتنطبق هذه المعاملات على أنابيب الهوائى الموجودة على أبنية عديدة.
- ❖ المعامل القياسى لسطح مستو كسطح بناية هو (2) للأسطح الطويلة المستوية أو (1.4) للأسطح القصيرة.
- ❖ يساوى الفرق بين بين معامل السحب للأشياء المستوية والأسطوانية (0.6) تقريبًا.
- ❖ ما من وحدات قياس لمعامل السحب.
- ❖ تحديد ضغط ركود الريح:

$Q_s =$ ضغط ركود الريح ويكافئ حساب ضغط الريح من المعادلة السابقة:

$$^2Q_s = 0.00256 \times V$$

حيث $V =$ سرعة الرياح بالكيلومتر لكل ثانية.

- ❖ فمثلاً إذا كانت سرعة الرياح (31.29) م/ث فإن ضغط ركود الريح يساوى $(0.00256) \times (31.29)^2 = 0.1877$ نيوتن/م مربع.
- ❖ يمكن استخدام القيم القياسية لنطاقات الرياح القياسية كبديل لهذه الحسابات، فمثلاً تقع معظم مناطق الولايات المتحدة في نطاق A بسرعة (38.71) م/ث لكن المناطق الساحلية قد تقع في نطاق B بسرعة (44.07) م/ث أو نطاق C بسرعة (44.97) م/ث وفقاً لرابطة الصناعات الإلكترونية.
- ❖ تحديد معامل الأهمية: I_w هو معامل الأهمية ويمكن تحديده باستخدام جداول خاصة من قانون البناء الموحد وهو مضاعف يستخدم في حساب الأحمال ويأخذ في الحسبان استخدام البناية، يكون معامل الأهمية أعلى إذا كان البناء يحتوي على مواد خطيرة منه في البنائات التقليدية.
- ❖ تستخدم الحسابات الخاصة بالأبنية ذات الاستخدامات القياسية معامل أهمية قيمته (1).

حساب حمولة الرياح: يمكن حساب حمولة الرياح بالمعادلة

$$F = A \times P = A \times C_e \times C_q \times Q_s \times I_w$$

باستخدام القيم الموضحة أعلاه.

- ❖ لنقل مثلاً بأن الباحث يريد تحديد حمولة الريح على هوائي يبلغ طوله (0.9) م وقطره (0.0125) م في رياح سرعتها (29.31) م/ثا، وموضوع على قمة بناية عادية ارتفاعها (14.40) سم في منطقة تعرف ب.
- ❖ يبدأ بحساب المساحة المستهدفة:

$$A = l \times w = (0.9\text{m})(0.0125\text{m}) = 0.0112 \text{ m}^2 \text{ في هذه الحالة:}$$

- ❖ يتم تحديد $Ce.Ce$ هو 0,84 حسب جدول خاص باستخدام ارتفاع (14.40) سم ومنطقة تعرض ب.
- ❖ معامل السحب أو Cq لأسطوانة قصيرة هو (0.8).
- ❖ يتم حساب Qs :

$$Qs = 0.00256 \times V^2 \times 31.29 = 0.00256 \times V^2 \times 31.29 \text{ nsm}$$

- ❖ تحديد معامل الأهمية: هذا بناء عادي لذا فإن "lw" هو (1).

وبالتعويض في المعادلة:

$$F = A \times P = A \times Ce \times Cq \times Qs \times Iw = 0.0112 \times 0.84 \times 0.8 \times 12.5 \times 1 = 0.47 \text{ kg}$$

فأن مقدار حمولة الرياح على الهوائي تساوي (0.47).

سادساً : قياس مؤشر القابلية المناخية لتعرية الريح

وضعت منظمة الغذاء والزراعة الدولية FAO عام 1979 هذه المعادلة لقياس القابلية المناخية للتعرية الريحية شهرياً، إذ تعتمد هذه المعادلة على ثلاث متغيرات لها اثر كبير في عملية التعرية الريحية تتمثل بالرياح والذي يبرز دورها عند زيادة سرعتها الذي يؤدي الى زيادة كمية التبخر نتج خاصة في المناطة الجافة في فصل الصيف تحديداً مما يؤدي الى تفكك ذرات التربة وبالتالي تكون مهيئاً لعمليات التعرية الريحية، اما الأمطار فيكون دورها هو زيادة عملية تماسك ذرات التربة نتيجة تغلغلها داخل الترب وبالتالي زيادة المحتوى الرطوبي لها فبذلك تعمل على الحد من عملية التعرية الريحية، ويحدث ذلك في فصل الشتاء عندما تكون كمية الأمطار الساقطة تفوق كمية التبخر نتج من الترب، ويتمثل المتغير الثالث بالتبخر نتج⁽³⁴⁾.

تعتمد المعادلة على سلم خاص لمعرفة حجم التعرية في المنطقة فاذا كانت النتيجة اقل من 20 فأن درجة التعرية تكون طفيفة، واذا تراوحت ما بين (20-50) تكون التعرية متوسطة، اما اذا تراوحت ما بين (150-50.1) فتكون التعرية شديدة، اما اذا كانت اكثر من (150) فأن التعرية تكون شديدة جداً⁽³⁵⁾.

إذ يبرز دوره في الأشهر التي تزداد فيه معدلات التبخر نتج على القيمة الفعلية للأمطار، إذ إن زيادة التبخر نتج ناتج عن ارتفاع درجات الحرارة وهذا يعني زيادة في عملية تفكك ذرات التربة وبالتالي تنشيط عملية التعرية الريحية على العكس من الأشهر التي تزداد فيها القيمة الفعلية للأمطار على قيمة التبخر نتج لأشهر نفسها، فتكون صيغتها بالشكل الآتي: (36)

$$C = \sum 12 \frac{V3}{100} \left(\frac{PET-P}{PET} \right) n$$

إذ إن:

$C =$ القابلية المناخية الشهرية لتعرية الرياح.

$V =$ المعدل الشهري لسرعة الرياح (م/ثا).

$PET =$ المعدل الشهري للتبخر - نتج (ملم).

$P =$ المعدل الشهري للأمطار (ملم).

$N =$ عدد أيام الشهر.

وعند التطبيق سيتبين في معظم الأحيان وجود تباين فصلي في حجم التعرية الريحية ما بين الطفيفة والمتوسطة وهذا ناتج عن تباين المتغيرات المناخية المؤثرة فيها، كما إن الارتفاع في القابلية المناخية للتعرية الريحية يرجع إلى قلة أو ندرة الأمطار الساقطة في هذا الفصل فضلا عن ارتفاع درجات الحرارة التي تؤدي بدورها إلى زيادة كمية التبخر-نتج فضلاً عن زيادة سرعة الرياح في هذا الفصل الناتج عن زيادة التسخين الذي ينتج عنه فروق حرارية ومن ثم تكوين مناطق ضغط عالي وأخرى واطئ الذي يعد سبب زيادة سرعة الرياح في ذلك الفصل.

ثم يحصل فيما بعد انخفاض المعدلات الشهرية للقابلية المناخية للتعرية الريحية في فصل الربيع (أذار، نيسان، مايس)، أما شهريا فيظهر ارتفاع القابلية المناخية للتعرية الريحية في أكثر الأحيان في شهر (مايس)، أما شهري (أذار ونيسان) فيسجلا قابلية تعروية أقل قليلا من شهر مايس.

ويرجع سبب انخفاض القابلية المناخية للتعرية الريحية في فصل الشتاء إلى القيمة الفعلية للأمطار والتي تفوق بدورها كمية التبخر-نتج، حيث عملت الأمطار الساقطة على زيادة تماسك جزيئات التربة والتي قلل بدوره عملية التعرية الريحية، أما شهريا فيظهر انخفاض القابلية المناخية للتعرية إلى مستوياتها الدنيا في

شهر (كانون الثاني، كانون الاول) لجميع محطات منطقة الدراسة على التوالي، اما شهر (شباط) فيرتفع بنسبة ضئيلة جدا عما هو عليه في الفصلين السابقين.

اما قياس القابلية المناخية للتعرية الريحية سنويا فقد تم استخدام المعادلة التي وضعها العالم (Chepil) لقياس او معرفة القدرة الحتية للرياح في منطقة الدراسة، والتي يكون محور اعتمادها على متغيرين هما القيمة الفعلية للأمطار الساقطة في المنطقة مقدره بطريقة ثورنثويت وسرعة الرياح وذلك من اجل استنباط قرائن القابلية المناخية لتعرية الرياح وكما يأتي⁽³⁷⁾ انظر الجدول (17).

$$C=386 \frac{(V)^3}{(PE)^2}$$

اذان:

C= القابلية المناخية لتعرية الرياح.

V= المعدل السنوي لسرعة الرياح / ميل / ساعة^(*)

PE= يمثل التساقط الفعال ويستخرج بالمعادلة التالية⁽³⁸⁾:

$$PE=(Ration)=115\left(\frac{P}{T-10}\right)^{10}/9$$

اذان:

P= مجموع التساقط الشهري ويقاس بالأنج^(**)

T= معدل درجة الحرارة السنوي ومقاسة بالدرجة الفهرنهايتية^(***)

جدول (17) درجة التعرية وفقا لقرينة القابلية المناخية للتعرية الريحية

درجة التعرية	قرينة القابلية المناخية لتعرية الرياح
تعرية قليلة جدا	17-5
تعرية قليلة	36-18
تعرية متوسطة	71-37
تعرية عالية	150-72
تعرية عالية جدا	151 فاكثر

المصدر: عدنان هزاع البياتي وكاظم موسى، المناخ والقدرات الحتية للرياح في العراق، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية

العدد(23)، مطبعة العاني، بغداد، 1989، ص 79.

سابعاً : حساب سرعة الرياح الأفقية عند سطوح البنايات (39)

أهداف التجربة

1. توضيح استخدامات نفق الرياح Wind Tunnel.
2. حساب سرع الرياح عند ارتفاعات مختلفة.
3. حساب معدل اس قانون قوى الرياح Wind-power exponent.
4. استخدام القانون لحساب سرعة الرياح عند فوهة مدخنة باستخدام قيمة سرعة رياح عند ارتفاع واطئ.

الجزء النظري

إن معرفة معدل سرعة الرياح في الطبقة السطحية (تشكل 10% من ارتفاع الطبقة المحاذية) لها أهمية خاصة في تلوث الهواء وطاقة الرياح وتطبيقات اخرى اذ ان عند تطبيق معادلة كاوس لحساب تراكيز الملوثات عند ابعاد مختلفة عن المدخنة تحتاج الى معرفة سرعة الرياح عند مستوى فوهة المداخن. الرياح عند الارتفاعات العالية تمتلك سرع اعلى من تلك عند المستوى الواطئ القريب من سطح الارض لزمان ومكان معينين، اي انه عموماً تزداد سرعة الرياح بزيادة الارتفاع عن سطح الارض. ان التقليل في سرعة الرياح عند المستويات الواطئة يعود الى شدة الاضطراب الناتجة عن عناصر خشونة السطح مثل الاشجار والمباني وغيرها.

احد المعادلات المستخدمة في التطبيقات الهندسية هو قانون القوة الاسي للرياح المستخدم لتخمين سرعة الرياح للارتفاعات العالية الاقل من 200 m صيغته والذي ذكر في موضوع آخر في بداية الفصل:

المعادلة (1 - 4)

$$\frac{U_2}{U_1} = \left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)^\alpha$$

حيث ان :

U_1 و U_2 هما سرعة الرياح عند الارتفاعات Z_1 و Z_2 على الترتيب.

α : ثابت تجريبي يعتمد على خشونة السطح والاستقرارية الجوية.

ويمكن حسابه من المعادلة اعلاه اذا توفرت بيانات سرعة الرياح عند ارتفاعين وذلك باعادة ترتيبها وفرض ان

$$\frac{Z_2}{Z_1} = Z \frac{U_2}{U_1} = U$$

المعادلة (2-4)

$$\alpha = \frac{d \ln U}{d \ln Z} = \frac{Z dU}{U dZ} \approx \frac{Z \Delta U}{U \Delta Z}$$

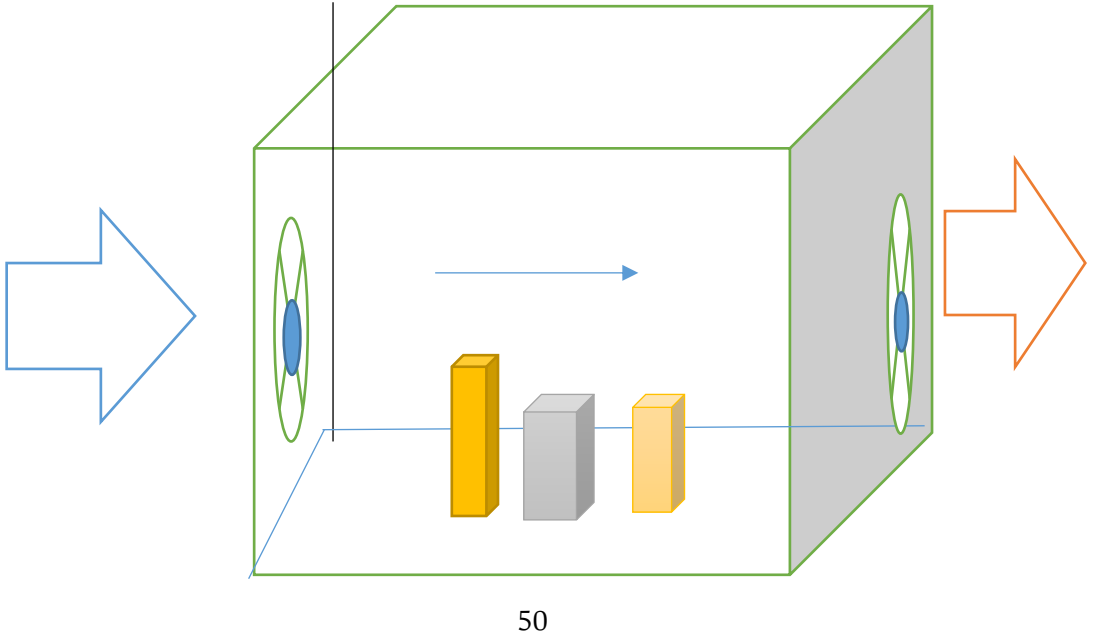
ولأجل الحصول على معدل قيمة α خلال مقطع عمودي كامل نجزئ المقطع الى عدة طبقات ثم نحسب α لكل طبقة وبالتالي اخذ المعدل الذي يمثل قيمته للمقطع الكامل. بعد تحديد معدل قيمة α نستطيع التنبؤ عن سرعة الرياح عند اي ارتفاع نحتاجه باستخدام معادلة (1-4)، كما سيتم توضيحه في هذه التجربة، وهنا لابد من الاشارة الى الدراسات الحقلية والابحاث العلمية اشارت الى ان قيمة الاس α تتغير حسب خشونة والاستقرارية الجوية كما نوهنا عنها مسبقاً، وهذا يمكن توضيحه من خلال الجدول (18) الذي يبين تغيرات قيم α حسب خشونة السطح ونوع الاستقرارية.

الجدول (18) قيم الاس α لقانون اس القوى للرياح

الموقع	A	B	C	D	E	F
حضرية	0.15	0.15	0.20	0.25	0.30	0.30
ريفية	0.07	0.07	0.10	0.15	0.35	0.55

يمكن تنفيذ هذه التجربة مختبرياً وذلك باستخدام نفق او قناة الرياح المستخدمة لتوليد طبقة محاددة ذات تدريج صغير لاحظ الشكل (5) في ادناه، إذ تتركب قنوات الرياح من فوهة مدخل ذات جريان انسيابي مستقيم يمر خلال مقطع مستطيل طويل وطول ومقطع عرضي الذي يتم فيه الاختبارات، واخيراً من مروحة (ساحبة) كهربائية (مفرغة) ذات سرع مختلفة متحكمه بماطور.

الشكل (5) مخطط قناة رياح المستخدم لحساب ألاس α في المعادلة (4-1).



المواد والادوات المستخدمة

1. قناة رياح للطبقة المحاددة ذات الجريان الطبقي.
2. نماذج من مداخن ذات اطوال مختلفة.
3. عناصر خشونة اصطناعية لتوليد دوامات اضطرابية.
4. متحسس قاس سرعة الجريان.

طريقة العمل

1. تشغّل قناة الرياح.
2. قياس سرعة الجريان عمودياً وتأكد من الجريان الطبقي المتساوي السرعة:
3. تثبيت عناصر الخشونة بنسق غير منتظم حول مدخنة معينة في مقطع الاختبار.
4. البدء بقياس سرعة الجريان لارتفاعات عديدة مدرجة في الجدول (4-5):

ثامناً : حساب السرعة الاحتكاكية u_* (40)

الهدف من التجربة:

حساب السرعة الاحتكاكية u_* وطول الخشونة السطحية Z_0 من خلال الرسم البياني.

الأجهزة المستخدمة:

1- جهاز النفق الهوائي.

2- جهاز قياس سرعة الرياح.

3- حامل عمودي متحرك مثبت عليه مدرجات لقياس الارتفاع.

4- عوائق غير متجانسة.

النظرية:

من الممكن أن يعرف الإجهاد القصي τ بدلالة السرعة الاحتكاكية u_* حيث إن:

$$\tau = \rho u_*^2 \dots \dots \dots (1)$$

حيث يعرف الإجهاد القصي τ بأنه معدل انتقال الزخم لوحدة المساحة خلال زمن معين.

وتمثل u_* قيم السرعة الاضطرابية والتي هي عبارة عن اضطراب في السرعة الاعتيادية ويحدث بسبب

عامل خارجي وتكون محصلة التغيير إما في الاتجاه الأفقي أو العمودي أي إن:

$$u_* = u' = w' \dots \dots \dots (2)$$

حيث u' و w' هما السرعة الاضطرابية بالاتجاه الأفقي والعمودي على التوالي.

يمكن حساب u_* من خلال المعادلة اللوغارتمية لسرعة الرياح:

$$\ln(z) = \frac{k}{u_*} u(z) + \ln z_0 \dots \dots \dots (3)$$

حيث تكون العلاقة بين $u(z)$ على المحور x و $\ln(z)$ على المحور y هي علاقة خطية $y = a + bx$ في حالة

التعادل، وبذلك ستمثل $b = \text{ميل المستقيم} = \frac{k}{u_*}$ فتكون قيمة u_* كالتالي:

$$u_* = \frac{k}{\text{slope}} \dots \dots \dots (4)$$

حيث إن k: ثابت (Von Karman) وقيمته (0.4).

أما قيمة القطع a فتمثل $\ln z_0$ ، فتكون

$$z_0 = \exp(a) \dots \dots \dots (5)$$

طريقة العمل:

1- تشغيل جهاز النفق الهوائي.

2- تسجيل سرعة الرياح بواسطة جهاز قياس سرعة الرياح ولارتفاعات مختلفة بواقع تسجيل كل خمسة .cm

3- تثبيت البيانات كما في الجدول (19):

4- ارسم بيانيا العلاقة بين $u(z)$ على المحور (x) و $\ln(z)$ على المحور (y) وارسم أفضل خط يمر في المجموعة.

الجدول (19) السرعة الإضطرابية بالاتجاه الافقي والعمودي

freq	Z(m)	$\ln(z)$	u(m/s)
1	0.05		
2	0.1		
3	0.15		
4	0.2		
5	0.25		
6	0.3		

5- استخراج قيمة الميل slope من الرسم أو من خلال العلاقة:

$$slope = \frac{\sum \ln z u(z) - \left(\frac{(\sum u(z))(\sum \ln z)}{n} \right)}{\sum (u(z)^2) - \frac{(\sum u(z))^2}{n}}$$

حيث إن

$n =$ عدد القراءات.

ثم استخراج قيمة u_* من خلال المعادلة (4).

6- استخراج قيمة القطع a من الرسم أو من خلال العلاقة :

$$a = \text{ave}(\ln z) - \text{slope} * (\text{ave } u(z))$$

حيث ان:

$\text{ave}(\ln z)$: هو معدل $\ln z$.

slope : هو ميل الخط المستقيم.

$\text{ave } u(z)$: هو معدل سرع الرياح المسجلة.

ثم احسب قيمة Z_0 من خلال العلاقة (5).

تاسعاً : مقاييس سرعة الرياح (مقياس بيوفرت)⁽⁴¹⁾

لقد وضع فرنسيس بيوفورت عام (1805) مقياساً نسبياً يقيس به سرعة الرياح وقد ادرج ضمن الجدول (20) :

الجدول (20) درجة ونوع وسرعة الرياح ومدى استجابة الاشياء لها حسب مقياس بيوفرت .

المصطلح	مدى استجابة الاشياء للرياح	السرعة عقدة - /	السرعة ميل / ساعة	نوع الرياح	درجة الرياح
Calm	ارتفاع الدخان الى الاعلى	1	اقل من 1	هواء ساكن	صفر
Light air	يحرك الدخان افقياً	3-1	3-1	هواء خفيف	1
Hight breeze	يحرك اوراق الاشجار ودوارة الرياح	6-4	7-4	نسيم طفيف	2
Gentle breeze	يحرك رايات الاعلام	10-7	12-8	نسيم هاديء	3
Moderate breeze	يثير الاتربة وتطاير اوراق الشجر	16-11	18-13	نسيم معتدل	4
Fresh breeze	يحرك اغصان الاشجار الكبيرة	21-17	24-19	نسيم عليل	5

Strong breeze	يحرك اغصان الاشجار الكبيرة والامواج	27-22	31 -25	نسيم قوي	6
Moderate gale	يصعب السير في الاتجاه المضاد للرياح	33-28	38-32	رياح عالية	7
Fresh gale	يكسر بعض اغصان الاشجار	40-34	46-39	رياح هوجاء	8
Strong gale	يكسر السيارات وتقع المداخل	47-41	54-47	رياح هوجاء شديدة	9
Whole gale	يقطع الاشجار ويسبب الدمار	55-48	63-55	رياح هوجاء عاصفة	10
Storm	تدمير شديد وتتطاير لسقف المنازل	65-56	75-64	عاصفة	11
hurricane	تخريب عام وشامل قد تسقط الطائرات وتغرق السفن	اكتر من 65	اكتر من 75	اعصار (هركين)	12

عاشراً : اتجاه الرياح:

يتم الإبلاغ عن اتجاه الرياح من خلال الاتجاه الذي ينبع منه. على سبيل المثال، تهب رياح شمالية من الشمال إلى الجنوب، وعادة ما يتم الإبلاغ عن اتجاه الرياح باستخدام الاتجاهات الأساسية أو درجات السمات، ويتم قياس اتجاه الرياح بالدرجات في اتجاه عقارب الساعة من الشمال، وبالتالي فإن الرياح التي تهب من الشمال لديها اتجاه رياح (0) درجة (مساوية 360 درجة عند إتمام دورة كاملة)، والرياح التي تهب من الشرق لديها اتجاه رياح (90) درجة بينما الرياح التي تهب من الجنوب لديها اتجاه رياح (180) درجة، والرياح التي تهب من الغرب لديها اتجاه رياح (270) درجة، وبشكل عام يتم قياس اتجاهات الرياح في الدرجات من (0) درجة إلى (360) درجة، ولكن يمكن التعبير عنها بدلاً من ذلك باستخدام الدرجات من (-180) درجة إلى (180) درجة.

يشير شمال غرب (12) ميل في الساعة في توقعات الطقس إلى الرياح القادمة من الشمال الغربي نحو الجنوب الشرقي أي أنها تمتلك سرعة رياح (12) ميلاً في الساعة، وتسمى الرياح وفقاً للاتجاه الذي تأتي منه، مثال ذلك الرياح التي تهب من الشمال تسمى رياح شمالية⁽⁴²⁾.

احدى عشر : تقنيات القياس

يمكن استخدام مجموعة متنوعة من الأدوات لقياس اتجاه الرياح، مثل كم الريح و دوارة الرياح، وكل من هذه الأدوات تعمل عن طريق التحرك للحد من مقاومة الهواء، كما إن الطريقة التي تشير بها دوارة الطقس بسبب الرياح السائدة تشير إلى الاتجاه الذي تهب منه الرياح، الفتح الكبير لكم الرياح يواجه الاتجاه الذي تهب الرياح منه، أما ذيلها مع فتح صغير لكم الريح يشير إلى نفس الاتجاه كما تهب الرياح⁽⁴³⁾. وتسمى الأدوات الحديثة المستخدمة لقياس سرعة الرياح واتجاهها مقاييس سرعة الرياح وكمات الرياح، على التوالي، وتستخدم صناعة طاقة الرياح هذه الأنواع من الأدوات، سواء لتقييم موارد الرياح أو للتحكم في التوربينات، عندما تكون هناك حاجة إلى تردد قياس عالٍ (كما هو الحال في تطبيقات البحوث)، ويمكن قياس الرياح من خلال سرعة انتشار إشارات الموجات فوق الصوتية أو من خلال تأثير التهوية على مقاومة سلك ساخن، وهناك نوع آخر لقياس سرعة الرياح حيث يستخدم أنابيب البيتوت التي تستفيد من فرق الضغط بين الأنبوب الداخلي والأنبوب الخارجي التي تتعرض للرياح لتحديد الضغط الديناميكي، الذي يستخدم لحساب سرعة الرياح⁽⁴⁴⁾.

في الحالات التي لا تتوفر فيها الأدوات الحديثة، يمكن استخدام السبابة لمعرفة اتجاه الرياح، ويتم ذلك عن طريق تبليل الأصبع وتوجيهه إلى الأعلى، حيث إن جانب الأصبع الذي يشعر بالبرودة هو تقريباً الاتجاه الذي تهب منه الرياح وينجم الإحساس بالبرودة عن زيادة معدل تبخر الرطوبة على الإصبع بسبب تدفق الهواء عبر الإصبع، وبالتالي فإن «تقنية الإصبع» لمعرفة اتجاه الرياح لا تعمل بشكل جيد في ظروف رطوبة جداً أو ساخنة جداً، ويستخدم نفس المبدأ لقياس الرطوبة باستخدام جهاز السكرومتر المعلق وهو أداة أكثر دقة من الإصبع البشري⁽⁴⁵⁾.

كُم الريح (Windsock)⁽⁴⁶⁾ هو أحد أجهزة الهبوط غير الألكترونية والمتواجدة في جميع المطارات والتي تساعد الطيار في تحديد كيفية الهبوط عكس اتجاه الريح، وهو كيس من القماش على هيئة كُم القميص مفتوح من طرفيه، ومركب على عامود من الحديد في وضع حر، وعندما تهب الريح تملأ الكُم وتسوقه في اتجاه هبوب الرياح أي عكس إتجاه هبوط الطائرة ؛ فيرى الطيار اتجاه الهبوط من الجو انظر الصورة (7).

الصورة (7) كُم الريح أو كيس القماش لمعرفة اتجاه الرياح



وهناك تقنية أخرى بدائية لقياس اتجاه الرياح هو أخذ القليل من العشب وإسقاطه، فيكون اتجاه مكان وقوع العشب هو الاتجاه الذي تهب الرياح منه، وغالبا ما تُستخدم هذه التقنية من قبل لاعبي الغولف لأنها تسمح لهم بقياس قوة الرياح.

دوارة الرياح أو ديك الرياح أو الدررة أو الفرارة هي جهاز بسيط يساعد على تحديد اتجاه الرياح، ويتكون من ذراع حديدي على شكل سهم يتركز على عمود رأسي من الحديد ويدور مع السهم بسهولة ويرتكز العمود والسهم على عمود آخر غير متحرك ومثبت عليه ذراعين أفقيين يشيران إلى الجهات الأصلية ونظرا لان مؤخرة السهم عريضة فان الرياح تدفعها باستمرار نحو الجهة التي تنطلق منها في حين يبقى راس السهم مشيرا إلى الجهة التي تأتي منها الرياح، ويسجل اتجاه الرياح في محطات الرصد الجوية في ساعات معينة كل يوم وتستخرج لهم متوسطات يومية وشهرية تبين فيها النسب المنوية لعدد تكرار الرياح من الاتجاهات المختلفة بالنسبة لمجموع عدد مرات الرصد وتوضع هذه النسب على الخريطة المناخية بواسطة رسم خاص يطلق عليه اسم (وردة الرياح) (47).

وتتألف دوارة الرياح من ذراع حديدية تتخذ شكل السهم المثبت فوق عمود رأسي حديدي، ويتزامن دورانه مع السهم بكل سهولة ويسر، ويكون العمود والسهم مثبتين فوق عمود آخر ثابت له ذراعان أفقيتان تتجهان نحو الجهات الأصلية، ويستخدم لتحديد اتجاه الرياح انظر الصورة (8).

الصورة (8) دوائر الرياح أو ديك الرياح أو الدررة أو الفرارة



مخطط يوضح كيفية توزيع سرعة الرياح و اتجاهها في مكان معين خلال فترة محددة من الزمن.

سيستفيد من هذا المخطط :

1. مهندس تصميم مهابط الطائرات لمعرفة اتجاه بناء المهيبط .
2. المهندس الإنشائي حيث ان قوة الرياح المؤثرة على البناء أحد القوى التي تأخذ بالحسبان عند تصميم الهيكل الإنشائي.
3. المهندس المعماري لتحديد علاقة اتجاه الرياح مع الكتل المعمارية بما يضمن أفضل تهوية جيدة للكتل السكنية أو لاختيار مواقع المنشآت في المشاريع الصناعية وخصوصا إن كان هناك منشآت قد يحدث فيها تسرب للغازات.
4. مهندس إنشاء المصافي النفطية ومشاعل حرق الغاز الطبيعي.
5. مهندسي إنشاء محطات توليد الطاقة من الرياح.
6. مهندسي مكافحة زحف الرمال وبناء المصدات.
7. مهندسي بناء مراسي السفن والموانئ البحرية.
8. رجال الاطفاء لمعرفة توجه الرياح اثناء مكافحة الحرائق سواء للغابات وغيرها.

وتقسم دائرة وردة الرياح إلى عدة أقسام ويعود عدد التقسيمات المراد اختيارها الباحث لهذه الوردة وعادة يتم تقسيمها إلى 16 جزء.

في حين يتم جمع البيانات من أجهزة خاصة خلال مدة يختارها الباحث ويفضل ألا تقل عن (5) إلى (10) سنوات حيث يتم تحديد عدد المرات التي هبت فيها الرياح على كل اتجاه ومقدار سرعتها حيث تقسم سرعة الريح لعدة مستويات.

بعد ملئ الجدول بالقيم المأخوذة بالبيانات ويتم بعدها اسقاط المعلومات على الدائرة المؤلفة من عدة دوائر متحلقة حول بعضها البعض حيث تمثل كل دائرة عدد هبوب الرياح بتدرج يبدأ من مركز الدائرة بعدد (0) مرة إلى آخر دائرة حيث يحدد الباحث هذا العدد في الصور (6) مثال عن وردة رياح تم أخذ بياناتها خلال عام واحد من الجدول (20) حيث قسمت دائرة وردة الرياح إلى 16 اتجاه يفصل بين كل اتجاه وآخر زاوية (30) درجة وتسمى هذه الاتجاهات:

•الشمالN...

•شمال الشمال الشرقيNNE...

•الشمال الشرقيNE...

•شرق الشمال الشرقيENE...

•الشرقE...

•شرق الجنوب الشرقيESE...

•الجنوب الشرقيSE...

•جنوب الجنوب الشرقيSSE...

•الجنوبS...

•جنوب الجنوب الغربيSSW...

•الجنوب الغربيSW....

•غرب الجنوب الغربيWSW...

•الغربW...

• غرب الشمال الغربي WNW...

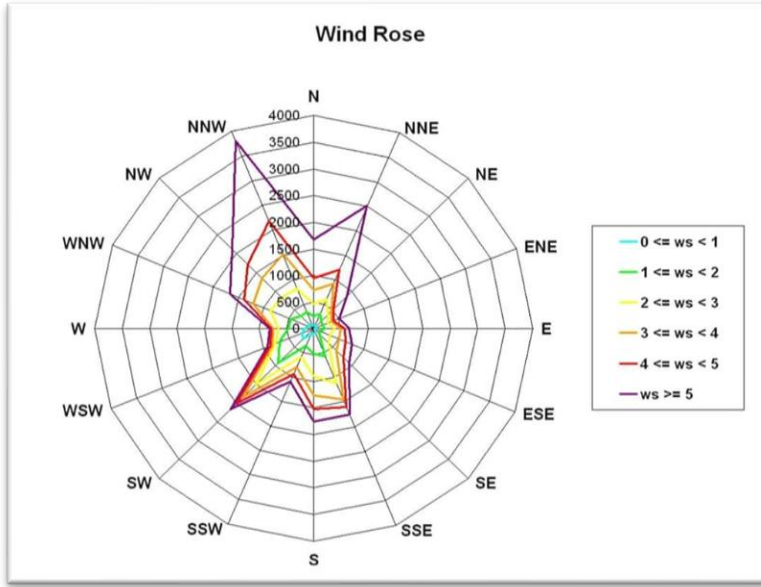
• الشمال الغربي NW...

• شمال الشمال الغربي NNW...

و تم تقسيم السرعة إلى (6) مستويات.

في حين دلت الدائرة الأخيرة على (4000) مرة لعدد هبوب الرياح انظر الجدول (21) والشكل (9)

شكل (6) وردة الرياح لمحطة ما



الجدول (21) بيانات اتجاه الرياح لمدة سنة واحدة في محطة ما

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	Direction	0 <= ws < 1	1 <= ws < 2	2 <= ws < 3	3 <= ws < 4	4 <= ws < 5	ws >= 5	Average Speed (m/s)	Number of events	Events (%)
2	N	51	181	234	253	227	729	4.9	1675	7.0
3	NNE	69	231	289	336	272	1303	5.9	2500	10.5
4	NE	48	159	159	88	66	332	5.0	852	3.6
5	ENE	39	125	118	71	36	115	3.6	504	2.1
6	E	47	154	175	118	81	69	3.1	644	2.7
7	ESE	19	113	188	184	131	123	3.6	758	3.2
8	SE	41	116	214	217	178	151	3.6	917	3.8
9	SSE	76	487	550	320	159	161	2.9	1753	7.4
10	S	122	356	411	361	263	231	3.2	1744	7.3
11	SSW	131	218	237	200	146	157	3.1	1089	4.6
12	SW	273	649	577	319	179	147	2.5	2144	9.0
13	WSW	220	448	87	58	40	49	1.9	902	3.8
14	W	166	302	174	100	34	22	2.0	798	3.3
15	WNW	99	351	407	329	204	271	3.3	1661	7.0
16	NW	100	241	476	518	358	400	3.7	2093	8.8
17	NNW	77	255	484	687	674	1617	4.9	3794	15.9
18										
19	Number of events	1578	4386	4780	4159	3048	5877			
20	Events (%)	6.6	18.4	20.1	17.5	12.8	24.7			

© Enviroware srl 2012

www.enviroware.com

الصورة (9) جهاز الانيمومتر لقياس سرعة الرياح



اجهزة قياس سرعة واتجاه الرياح التي لم يرد ذكرها سابقاً⁽⁴⁸⁾:

1. البالونات الارشادية (الثيدولايت التلسكوبي Theodolite) التي تكون في النهار ويوضع لها مصابيح ليلا .
2. Anemometer انيمومتر ويتكون ثلاث او اربع طاسات (انصاف كرات) ...الخ ، ويسمى هذا الانيمومتر بجهاز روبنسون ذو الفناجين Robinson cup anemometer او Anemometer ويتكون من عمود راسي حديدي مرتكز على قاعدة ومثبت بطرفه الاعلى ذراعان يتقاطعان عموديا وينتهي كل طرف من الاذرع بتجويف معدني نصف كروي (يشبه الكاس او الفنجان) ويتمركز هذان الذراعان عند منتصفهما على الذراع الحديدي ويسهل تحريك هذه الاذرع بحيث تدور في مستوى افقي اذا ما تحركت بفعل الرياح وتزود قاعدة الجهاز بعداد سرعة speedometer ويمكن بواسطته تسجيل عدد مرات دوران الفنجان دورة كاملة ومن ثم يمكن حساب سرعة الرياح خلال اي فترة زمنية انظر الصورة (9).
3. جهاز قياس سرعة واتجاه الرياح معاً: هو جهاز يقيس كل من سرعة الرياح واتجاهها في وقت واحد، انظر الصورة (10).

الصورة (10) جهاز قياس سرعة واتجاه الرياح معاً



هوامش الفصل :

- 1- عبد الغني جميل سلطان، الجو عناصره وتقلباته، منشورات وزارة الثقافة والأعلام، دار الحرية للطباعة والنشر، بغداد، 1985، ص108.
- 2- H.J. Critchfield, General climatologic' Prentice-Hall of India, New Delhi, 2rdedition, 1968,p.8.13.
- 3- دوجلاس.هـ.ك.لي، المناخ، ترجمة زكي الرشيد، دار الفكر العربي، للطبع والنشر، 1962، ص221.
- 4- محسن عبد الصاحب المظفر، الجغرافية الطبيعية (مبادئ وأسس)، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية عدد 17، 1986، ص132.
- 5- بشائر عبد الرحمن الدليبي، دراسة العواصف الغبارية في العراق، رسالة ماجستير (غير منشورة) كلية العلوم، الجامعة المستنصرية، 1986، ص54.
- 6- Mather. John. R',climatologic' fundamentals & Applications, MC Grew-Hill book Co.N.Y, 1974.p 264.
- 7- حسن سيد احمد أبو العينين، أصول الجغرافية المناخية، مؤسسة الثقافة الجامعية الإسكندرية، بدون تاريخ، ص 48.
- 8- علي المياح، الجغرافية الزراعية، مطبعة الرشاد، بغداد، 1976، ص46.
- 9- زين الدين عبد المقصود، الجغرافية الحياتية، دار المعارف، الإسكندرية، 1985، ص85.
- 10- ريتشارد. جي اكورلي، الماء والأرض والإنسان، ترجمة وفيق الخشاب، بغداد، 1979 ص246.
- 11- عادل سعيد الراوي، وقصي عبد المجيد السامرائي، المناخ التطبيقي، جامعة بغداد، 1990، ص293.
- 12- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الثانية، م مكتبة زاكي للطباعة، بغداد، 2018، 99.
- 13- Strahler, A.N. Physical Geography, John Wiley and Sons, New York, 1971.p.28.
- 14- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، مطبعة احمد الدباغ، بغداد، 2005، 85.

- 15- علي علي البنا، الجغرافية المناخية والنباتية، دار النهضة العربية للطباعة والنشر، بيروت، 1970، ص 31.
- 16- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الثانية، مصدر سابق، ص 101.
- 17- Trewartha, G.T. An Introduction to Climate, Fourth Edition, Mc Graw Hill Book, New York, 1968, p.9.
- 18- Barry, R. G. and Chorley, R. J. Atmosphere – Weather and Climate, Methuen, London, 1969, p.29.
- 19- Herbert, Riehl, Introduction to the Atmosphere, 3rd Edition, Mc Graw Hill. Tokyo, 1987, p.36.
- 20- عبد العزيز محمد حبيب، طاقة الرياح في العراق، دراسة في جغرافية الطاقة، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية، العدد، 49، 1999، ص 25.
- 21- عادل سعيد الراوي، قصي عبد المجيد السامرائي، المناخ التطبيقي، مطابع دار الحكمة بغداد، 1990، ص 292.
- 22- <https://ar.gvda-instrument.com/info/anemometer-calculation-formula-of-wind-speed-84017773.html>
- 23- <https://www.google.com/search?q=%D9%85%D8%B9%D8%A7%D8>
- 24- <http://k7nv.com/notebook/topics/windload.html>
- 25- http://www.aij.or.jp/jpn/symposium/2006/loads/Chapter6_com.pdf
- 26- http://richardson.eng.ua.edu/Former_Courses/DWRS_fa11/Notes/ASCE_7_Chapter_6.pdf
- 27- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html
- 28- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html

29- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html

30- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html

31- <http://k7nv.com/notebook/topics/windload.html>

32- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html

33- بشار فؤاد عباس معروف، الأشكال الأرضية لحوض وادي ابو حضير في بادية السلطان جنوب غرب العراق، اطروحة دكتوراه (غير منشورة)، كلية التربية للبنات، جامعة الكوفة، 2015، ص 93.

34- علي صاحب الموسوي وحمزية ميري كاظم، مظاهر التصحر في محافظة النجف وتأثيراته البيئية، مجلة البحوث الجغرافية، العدد 19، ص 31.

35- عمار طه خضير، قرينة تعرية الريح في محافظة واسط، رسالة ماجستير (غير منشورة)، كلية التربية ابن رشد، جامعة بغداد، 2019، ص 76.

36- Chepil, W. S., F. H. Siddoway, and D. V. Armbrust, 1962, Climatic Factor for Estimating Wind Erodibility of Fram Fields, Journal of Soil and Water Conservation, 17, 162-165.

37- زاخار دى، تعرية التربة، ترجمة نبيل ابراهيم الطيف، حسوني جدوع، وزارة التعميم العالي و البحث العلمي، جامعة بغداد، 1990، ص 16.

(*) تم تحويل سرعة الرياح من (م /ثا) الى (ميل / الساعة) من خلال استخراج المعدل من محطات منطقة الدراسة ومن ثم ضرب الرقم المراد تحويله (60X60) ثم يقسم الناتج على (1000) ليكون بوحدة قياس (كم / ساعة) ثم يقسم الناتج على (1.56).

38- <https://www.google.com/search?q>

39- <https://www.google.com/search?q>

40- علي عبد الزهرة كاظم، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، مصدر سابق، ص 87.

41- https://fr.uline.ca/BL_1626/Windsock?keywords=Manche+%c3%a0+air

42- <https://www.windsockcompany.co.uk/windsocks-on-the-side-of-highways/>.

43-أحمد شفيق الخطيب. (2018) معجم المصطلحات العلمية والفنية والهندسية الجديد: إنجليزي - عربي موضح بالرسوم (بالعربية والإنجليزية) (ط. 1). بيروت: مكتبة لبنان ناشرون. ص. ISBN:978-912-9953-33-197-3. OCLC:1043304467. OL:19871709M. QID:Q12244028

44-ملف كامل حول تركيب جهاز كُم الريح. نسخة محفوظة 14 مايو 2017 على موقع واي باك
45-الموسوعة في علوم الطبيعة: تبحث في الزراعة والنبات والحيوان والجيولوجيا (بالعربية واللاتينية والألمانية والفرنسية والإنجليزية) (ط. 2).

46- منير البعلبكي؛ رمزي البعلبكي. (2008) المورد الحديث: قاموس إنكليزي عربي (بالعربية والإنجليزية) (ط. 1)، بيروت: دار العلم للملايين . ص. ISBN:978-9953-63-541-1338 .
5. OCLC:405515532. OL:50197876M. QID:Q112315598

47- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، مصدر سابق، ص 107.

الفصل الخامس

الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية لقياس

الرطوبة الجوية

يقصد بالرطوبة الجوية Humidity بأنها بخار الماء الذي يحتويه الهواء ويكون في حالة غير مرئية وهذا ما يميزها عن الأبخرة المائية المرئية كالسحب والضباب والأمطار، وللرطوبة الجوية دوراً كبيراً في الطقس والمناخ لأهميتها في تشكيل الخصائص الميتورولوجية واختلافها من مكان لآخر على طول القطاعات الرأسية في الغلاف الجوية للمكان الواحد، كما تعتبر الرطوبة الجوية عاملاً أساسياً في تكوين السحب ومظاهر التساقط المختلفة مثل المطر والثلج والبرد والضباب والندى والصقيع وهذه المظاهر تحدث بسبب تكاثف الرطوبة الجوية عندما تنخفض درجة حرارة الهواء الى ما دون نقطة الندى^(*)، وذلك بفعل الارتفاع أو انتقال الهواء الرطب من منطقة دافئة الى أخرى باردة أو فقدانه لحرارته بفعل الإشعاع وخاصة أثناء الليل، كذلك للرطوبة الجوية أهمية في التأثير على انتقال الإشعاع الحراري من وإلى سطح الأرض⁽¹⁾، وبالرغم من أن نسبة المياه الموجود في الغلاف الجوي في أي لحظة يساوي (0.01%) من الغلاف المائي ومع ذلك فإنه يشكل عنصراً هاماً من عناصر الطقس ويعتبر المسؤول الرئيس عن مظاهر الطقس الرئيسة مثل الأعاصير والاضطرابات الجوية الأخرى.

أولاً : وظائف الرطوبة الجوية

1- الماء هو المادة الوحيدة التي توجد ضمن المدى الحراري الحالي للنظام الأرضي في الحالات الثلاثة للمادة (الصلبة ، السائلة والغازية) وتشغل المياه المالحة معظم الغلاف المائي فالمسطحات المائية التي تغطي أكثر من (71%) من الكرة الأرضية تكون نسبة المياه المالحة الأعلى بل تشغل المياه العذبة (0.49%) من تلك المياه، ويشغل الجليد المتراكم على سفوح الجبال المرتفعة (2%) فقط من الغلاف المائية ولهذا فإن النسبة الموجودة من بخار الماء لا تزيد عن 0.01%.

2- ينظم بخار الماء وصول أشعة الشمس الى سطح الأرض كما انه يحجز معظم الإشعاع الأرضي ولا يسمح له بالخروج الى الفضاء وكما ويبقيه بالقرب من سطح الأرض ولذلك لا تنخفض درجة الحرارة كثيراً ويبقى المدى اليومي والسنوي لدرجة الحرارة في المناطق البحرية معتدلاً.

3- تستمد الاضطرابات الجوية العنيفة جزءاً كبيراً من طاقتها نتيجة تكاثف بخار الماء الموجودة فيها فأعاصير التورنادو والهيروكين وغيرها من الاضطرابات الجوية العنيفة تستمد طاقتها التدميرية الهائلة من تكاثف بخار الماء ولهذا فإن تلك الأعاصير تضعف ويدب فيها الوهن بعد أن تدخل اليابسة بسبب ابتعادها عن البحر والذي يعد المصدر الرئيس لتزويدها بالماء.

4- يؤثر وجود بخار الماء في الجو في حالات عدم الاستقرار الجوي التي تمتاز بها بعض الكتل الهوائية.

5- تؤثر الرطوبة النسبية في استمرار عملية التبخر من سطح الأرض والمسطحات المائية فكلما كانت الرطوبة النسبية منخفضة استمرت عملية التبخر بسرعة شريط أن يكون الإشعاع الشمسي متوفراً أما في حال ارتفاع قيم الرطوبة الجوي فتقل حينها عمليات التبخر⁽²⁾.

تتباين توزيع الرطوبة النسبية على سطح الأرض تبعاً لتباين معدلات التبخر وتوزيع كمية بخار الماء الموجود بالهواء، فهي تكون أقل ما يمكن عند القطبين وفوق النطاقات الصحراوية الجافة، وتكون الرطوبة النسبية أعلى ما يمكن فوق نطاقات العروض الدنيا وبخاصة في المسطحات المائية والنطاقات الساحلية منها.

ويمكن أن ترتفع الرطوبة النسبية حتى يصبح الهواء مشبعاً ببخار الماء وعندها تبلغ الرطوبة النسبية 100% وهو الحد الأعلى لكمية بخار الماء التي يمكن ان يتحمل بها الهواء عند درجة الحرارة المسجلة في هذه الحالة، وتسمى هذه الحالة بالتشبع الهوائي Saturation of The Air، وتسمى درجة الحرارة المسجلة في هذه الحالة بنقطة الندى Dew Point. فإذا انخفضت درجة الحرارة إلى اقل من نقطة الندى تبدأ عملية التكاثف تتحول بخار الماء إلى الصورة السائلة إذا كانت نقطة الندى أعلى من الصفر المئوي، وإلى الصورة الصلبة (الثلج) إذا كانت نقطة الندى اقل من الصفر المئوي وتعرف في هذه الحالة بنقطة الصقيع Frost Point .

ويتم وصف رطوبة الجو Humidity بصيغ مختلفة تتناول العلاقة بين كمية بخار الماء وكمية الهواء الذي يحتوي عليه ونوع هذا الهواء كونه جافاً أو مشبعاً ببخار الماء.

ثانياً : حساب قيم الرطوبة الجوية

1- الرطوبة المطلقة Absolute humidity :

تعرف على أنها كتلة بخار الماء الموجودة في حجم معين من الهواء وتقاس بوحدة (غرام/متر مكعب) وتعتبر قيمة هذا النوع من الرطوبة غير ثابتة بسبب تغير حجم الهواء وكثافته الذي يتأثر بتغير درجات الحرارة الأمر الذي يؤدي الى اختلاف قيمها أثناء ارتفاع أو انخفاض الهواء⁽³⁾، فعندما يسخن الهواء يتمدد ويزداد حجمه فتقل بذلك الرطوبة المطلقة دون أن يطرأ أي زيادة على كمية بخار الماء الموجودة في الهواء، بينما عند انخفاض درجة الحرارة فأن الهواء ينضغط ويقل حجمه فتزداد الرطوبة المطلقة دون أن تكتسب أي كمية من بخار الماء وهذا التغير يقلل من أهمية هذا النوع من الرطوبة⁽⁴⁾، ومن المعروف أن الهواء عند درجة حرارة معينة وتحت ضغط جوي معين لا يستطيع اكتساب إلا كمية محدودة من بخار الماء وعند الوصول الى الكمية القصوى من الرطوبة الجوية نقول أن الهواء بلغ نقطة التشبع، ولكل درجة حرارة معينة عدد غرامات من

بخار الماء اللازمة لإشباع كيلوغرام من الهواء الجاف عند المستوى الضغطي 1000 مليبار، فملاً إذ كانت درجة حرارة الهواء تبلغ (20-°م) تحتاج الى (0.8 غرام من المياه) لتصل الى درجة الإشباع، بينما تحتاج درجة حرارة الهواء (10-°م) الى (1.8 غرام من المياه) وتحتاج درجة حرارة الهواء (10°م) الى (7.7 غرام من المياه) و(14.7 غرام من المياه) تصل بالهواء الى درجة الإشباع اذا كانت درجة حرارته (20°م)⁽⁵⁾.

2- الرطوبة النوعية Specific humidity :

وهي عبارة وزن بخار الماء الموجود في حجم معين من الهواء الى الوزن الكلي لهذا الهواء ويعبر عنها بالغرام رطوبة في الكيلوغرام من الهواء⁽⁶⁾، كذلك تعرف الرطوبة النوعية عبارة عن النسبة بين حجم بخار الماء الموجود فعلاً في الهواء الى وحدة معينة من الهواء، التي يمكن التعبير عنها رياضياً وفقاً للمعادلة الآتية⁽⁷⁾ :

$$\frac{\text{وزن بخار الماء}}{\text{الضغط الكلي للهواء}} = \frac{\text{الضغط بخار الماء}}{\text{الضغط الكلي للهواء}} = \frac{\text{الوزن بخار الماء}}{\text{الوزن الكلي للهواء}} = \text{الرطوبة النوعية}$$

أي بمعنى انه إذ كان كيلوغرام من الهواء يحتوي على 12 غرام من بخار الماء فإن رطوبته النوعية تكون 12 غرام لكل كيلوغرام.

3- الرطوبة النسبية Relative humidity :

وتعد من أكثر مصطلحات الرطوبة شيوعاً واستخداماً في الدراسات المناخية، ويمكن تعريفها على أنها النسبة المئوية لكمية بخار الماء في درجة حرارة وضغط معينين الى الكمية التي يمكن أن يحملها في نفس درجة الحرارة والضغط لكي يصل الى حالة التشبع⁽⁸⁾، ويقصد بمصطلح (التشبع) بأنه اقصى ما يمكن أن يحمله الهواء من بخار الماء وتزداد قابلية الهواء لامتصاص بخار الماء كلما ارتفعت درجة الحرارة تحت ضغط معين⁽⁹⁾، ويمكن التعبير عن الرطوبة النسبية رياضياً وفقاً للمعادلة الآتية :

$$\text{رن} = 100 * \frac{\text{ض}}{\text{ض ش}}$$

حيث أن :

ر ن = الرطوبة النسبية.

ض = الضغط الجزئي لبخار الماء عند درجة حرارة معينة.

ض ش = ضغط بخار الماء في حالة التشبع عند نفس درجة حرارة الهواء السابقة.

فإذا كان هناك 1 كيلوغرام من الهواء يمكن له أن يحمل 12 غراماً من بخار الماء عند ضغط معين ودرجة حرارة معينة ليصل درجة التشبع لكنه يحمل فعلاً 9 غرام من بخار الماء فقط عند نفس درجة الحرارة فممكن التعبير عن الرطوبة النسبية لهذا الهواء كالآتي :

$$75\% = 100 * \frac{9}{12} = \text{ر ن}$$

وإذا فرضنا أن درجة حرارة الهواء ارتفعت عن مقدارها السابق فأن الهواء يمكن أن يحمل وزناً أكبر من بخار الماء قد يصل الى 15 غرام وبذلك تكون نسبة الرطوبة كالآتي :

$$60\% = 100 * \frac{9}{15} = \text{ر ن}$$

ويمكن إيجاد قيم الرطوبة النسبية بمعرفة بعض المتغيرات المختلفة التي تؤثر فيها، فعلى سبيل المثال إذ كانت الرطوبة النسبية في مكان ما هي (60%) عند درجة حرارة (15°م) وضغط بخار الماء المشبع يبلغ (12.7 ملم زئبق) فيمكن أن نستدل على قيمة الرطوبة النسبية في حال إذ ما ارتفعت درجة حرارة الهواء (20°م) وارتفع ضغط بخار الماء المشبع الى (17.4 ملم زئبق) من خلال المعادلات الآتية⁽¹⁰⁾ :

$$\frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15}{\text{ضغط بخار الماء المشبع عند } 15} = \text{الرطوبة النسبية}$$

إذ أن :

$$\frac{60}{100} = \frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15}{12.7}$$

أي أن الضغط الجزئي لبخار الماء عند 15°م = 12.7 * 0.6 = 7.62 ملم زئبق.

ولكن :

$$\frac{15 + 273}{20 + 273} = \frac{15}{20} \frac{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 15^\circ\text{م}}{\text{الضغط الجزئي لبخار الماء عند } 20^\circ\text{م}}$$

إذ إن الضغط الجزئي لبخار الماء عند 20°م =

$$7.75 \text{ ملم زئبق} = \frac{293 + 7.62}{288}$$

إذن فإن الرطوبة النسبية عند درجة حرارة 20°م =

$$44.5\% = \frac{100 + 7.75}{17.4}$$

هوامش الفصل :

(*) يقصد بنقطة الندى بأنها قطرات مائية تشاهد صباحاً على أوراق النباتات وزجاج النوافذ بسبب تكاثف بخار الماء في الهواء الملامس لها وهذا ما يتطلع عدة شروط من أهمها صفاء السماء وخلوها من السحب ليلاً لغرض زيادة الإشعاع وتبريد الأرض والأجسام الصلبة، فضلاً عن هدوء حركة الحرارة ووصولها الى درجة السكون، للمزيد يراجع : علي عبد الزهرة الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الثانية، مكتبة زاكي للطباعة، بغداد، 2018، ص188.

1- علي البنا، أسس الجغرافية المناخية والنباتية، دار النهضة العربية للطباعة والنشر والتوزيع، بيروت، 1969، ص93.

2- نعمان شحادة، علم المناخ المعاصر، الطبعة الأولى، دار القلم للنشر والتوزيع، دبي، 1998، ص126.

3- علي احمد غانم، الجغرافية المناخية، الطبعة الأولى، دار المسيرة للنشر والتوزيع والطباعة، عمان، 2003، ص145.

4- علي سالم الشواورة، جغرافية علم الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار المسيرة للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2012، ص154.

5- عبد الرحمن بوسنيينة، مبادئ في علم المناخ، مركز النشر الجامعي للطباعة والتوزيع، تونس، 2002، ص328.

6- علي صاحب طالب الموسوي، جغرافية الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار الضياء للطباعة والتصميم، النجف الأشرف، 2009، ص389.

7- حسن سيد أحمد أبو العينين، أصول الجغرافية المناخية، الطبعة الثالثة، دار النهضة العربية للطباعة والنشر والتوزيع، بيروت، 1985، ص312.

8- علي صاحب طالب الموسوي، المناخ والبيئة، الطبعة الأولى، مطبعة الميزان للطباعة والنشر، النجف الأشرف، 2017، ص185.

9- عبد الله أبو زخم وآخرون، المناخ والأرصاد الجوي (الجزء العملي)، الطبعة الأولى، منشورات جامعة دمشق-كلية الزراعة، دمشق، 2014، ص86.

10- حسن سيد أحمد أبو العينين، مصدر سابق، ص318.

الفصل السادس
الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية
لحساب التساقط المطري

يعد التساقط المطري احد مظاهر التساقط الناتجة عن تكاثف بخار الماء الذي يحمله الهواء الذي يسقط بشكل قطرات مائية مختلفة الأحجام والتي تتراوح أحجامها بين (0.5-5 ملم) التي تكون على شكل زخات مطري أو رذاذ متطاير⁽¹⁾، وحتى يحدث سقوط المطر ينبغي أن تنمو القطرات المائية في الغيوم الى حجم كبير وثقيل يصعب على الهواء حملها لكي تسقط على سطح الأرض وان القطرات المائية يستمر نموها من خلال التكاثر إلا أن هذه العملية بطيئة جداً إذ أن نمو القطرات المائية عن طريق التصادم والالتحام يعد امراً صعباً لكون المسافة بين القطرات المائية كبيرة كونها تشكل ضعف قطر القطرات المائية ب(500 مرة) وبهذا فلا بد من وجود طرق أخرى تنمو خلالها القطرات بصورة اسرع لكي تكون التساقط⁽²⁾، ويتراوح حجم قطرات الماء بين (200-700 ميكرون) وتسقط من خلال السحب المزنية وحياناً من السحب متوسطة الارتفاع، وتقسم الأمطار حسب غزارتها الى أمطار خفيفة ومتوسطة وغزيرة السقوط، إذ تتراوح أحجام الأمطار الخفيفة بين (0.5-2.4 ملم/ساعة) في حين تكون أحجام الأمطار المتوسطة بين (2.5-7.5 ملم/ساعة) بينما تبلغ أحجام الأمطار الغزيرة اكثر من (7.5 ملم/ساعة) وما زاد عن ذلك يسمى بال(وابل Downpours) الذي يكون عبارة عن قطرات ماء كبيرة تسقط من السحب المزنية الركامية التي يصل سمكها الى اكثر من (10 كم)⁽³⁾.

أولاً : أنواع الأمطار

1- الأمطار التضاريسية Orgraphic Rains :

ويقصد بها الامطار الناجمة عن ارتفاع الهواء الرطب على جوانب الجبال وبرودته ثم تكاثف بخار الماء وسقوطه على الأرض كما تسقط معظم امطار هذا النوع على السفوح المواجهة لهبوب الرياح مباشرة كهبوب الرياح الغربية والعكسية على جبال الروكي على سبيل المثال.

2- الأمطار التصاعدية Convectonal Rain :

تتكون هذه الامطار من تسخين سطح الأرض وارتفاع الهواء على شكل تيارات هوائية صاعدة وفي حال كانت هذه التيارات الهوائية محملة ببخار الماء فأنها تبرد وتتكاثف في اعلى طبقة التروبوسفير ومن ثم تتكون سحب المزن الركامية التي ينهمر منها المطر بغزارة ويكون مصحوباً غالباً بعواصف رعدية.

3- الأمطار الاعصارية Cyclonic Rain :

وتنشأ هذه الأمطار من المنخفضات الجوية في نطاق الرياح الغربية كما هي الحال في غرب أوروبا وحوض البحر المتوسط وأمريكا الشمالية فضلاً عن وجودها في الأقاليم الحارة التي تتعرض للأعاصير المدارية⁽⁴⁾، وفي ما يلي توضيح لأهم الأساليب والوسائل الإحصائية لقياس التساقط المطري من حيث التذبذب والتغير وتعويض البيانات المفقودة في سجلات المحطات المناخية، وكما موضح أدناه :

ثانياً : حساب تذبذب الأمطار

ويقصد بتذبذب الأمطار بأنه ارتفاع وانخفاض كمية التساقط المطري فوق أو دون معدلاتها الشهرية أو السنوية⁽⁵⁾، كذلك يعرف تذبذب الأمطار بأنه مقدار الزيادة أو النقصان في كمية الأمطار الساقطة عن المعدلات الشهرية أو السنوية إذ تسود هذه الظاهرة في المناطق الجافة وشبه الجافة حيث تسقط كمية من الأمطار في مدة زمنية قصيرة لا تتجاوز اليوم أو حتى ساعة واحدة⁽⁶⁾، وعليه يمكن القول أن معرفة المعدل السنوي للأمطار في أي منطقة لا يعطي تصوراً واضحاً حول طبيعة أمطار تلك المنطقة كون أن هذا المعدل غير ثابت سنوياً، إذ تكون هناك سنوات جافة تستلم فيها المنطقة كميات من التساقط المطري اقل وربما هناك سنوات تستلم فيها تلك المنطقة كميات أعلى من الأمطار وهذا التباين في قيم التساقط المطري يسمى بال(التذبذب المطري)، الذي يمكن الاستدلال عليه من خلال استخدام معادلة معامل التذبذب oscillation coefficient⁽⁷⁾ التي تصاغ على النحو الآتي :

$$\text{معامل التذبذب} = \frac{\text{متوسط الانحراف المطلق للمعدلات السنوية عن وسطها الحسابي}}{\text{المعدل السنوي للأمطار}} \times 100$$

ويحسب متوسط الانحراف المطلق من خلال جمع انحرافات المعدلات السنوية عن وسطها الحسابي جمعاً جبرياً بغض النظر عن الإشارة إذ كانت سالبة ام موجبة وقسمته على عدد سنوات الرصد وكما في المعادلة الآتية⁽⁸⁾ :

$$\text{الانحراف المتوسط} = \frac{\sum (س - \bar{س})}{ن}$$

حيث أن :

س = معدل الأمطار المتساقطة لكل سنة.

س- = الوسط الحسابي للأمطار.

ن = عدد سنوات الرصد.

ثالثاً : المؤشر المعياري للتساقط المطري SPEI

يعد مؤشر الأمطار والتبخّر النتح القياسي من المؤشرات الحديثة الذي يرمز له بالأحرف (SPEI) التي تمثل اختصاراً للجملة (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index)، ويستخدم لحساب الجفاف اعتماداً على التسجيلات المناخية لعنصر درجات الحرارة العظمى والصغرى والأمطار التي تمثل مدخلات لهذا المؤشر بعد حساب الفرق بين الأمطار والتبخّر الذي نتج باستخدام الرزمة (Pack-age) وتبعاً لذلك قدر التبخر النتح وفق طريقة (Hargreaves) ثم في النهاية تستخرج نتائج (SPEI) بعد تحليل المعلومات المناخية الى معيارية وفق التوزيع اللوجستي⁽⁹⁾، بالنظر إلى فائدة ومرونة الرقم القياسي (SPI)، فإنه يمكن أن يحسب مع وجود بيانات ناقصة من فترة التسجيل الخاصة بموقع، ومن الناحية المثالية، ينبغي أن تكون السلسلة الزمنية كاملة قدر الإمكان، ولكن العمليات الحسابية الخاصة بالرقم القياسي (SPI) ستفضي إلى قيمة لاغية إذا لم تكن هناك بيانات كافية لحساب قيمة، وسيبدأ الرقم القياسي (SPI) في حساب المخرجات مرة أخرى مع توافر البيانات. ويحسب الرقم القياسي (SPI) عادة فيما يتعلق بنطاقات زمنية تصل إلى 24 شهراً، وتتيح مرونة هذا الرقم القياسي تطبيقات متعددة تتناول ظواهر تؤثر على الزراعة، والموارد المائية، وغيرها من القطاعات⁽¹⁰⁾.

ويعد (SPI) دليل نسبي في تصنيف حقب الجفاف والرطوبة إذ يتعامل مع كل محطة مناخية بشكل منفرد ومستقل عن المحطات الأخرى، ويمثل المعدل العام للمطر في تلك المحطة الحد الفاصل بين الرطوبة، والجفاف وبذلك فإن مصطلح الجفاف لا يرتبط بالمحطات ذات معدلات المطر الواطنة، كما لا يرتبط مصطلح الرطوبة بالمحطات ذات معدلات المطر العالية فعلى سبيل المثال إذا كانت كمية الأمطار الساقطة في سنة ما على محطة مطرية ذات معدل (1000) ملم تساوي (900) ملم تصنف هذه السنة على أنها سنة جافة، أما إذا سقطت كمية أمطار (120) ملم والمعدل العام كان (100) ملم تصنف هذه السنة على أنها سنة رطبة ضمن السنوات الرطبة في تلك المحطة⁽¹¹⁾، كما ويعتمد مؤشر المطر القياسي (SPI) في كثير من المراكز

البحثية المتقدمة والجامعات والمراكز الوطنية للأرصاء الجوية وأبرزها المركز الوطني للتخفيف من آثار الجفاف في الولايات المتحدة الأمريكية (NDMC) National Drought Mitigation Center ، إذ يقوم هذا المركز برصد ظاهرة الجفاف أسبوعياً وشهرياً وسنوياً، ويظهر توزيعها المكاني والزمني على شكل نماذج من الخرائط، إذ بالإضافة إلى الولايات المتحدة الأمريكية، يستعمل مؤشر المطر القياسي في العديد من الدول الأوربية مثل اليونان، والمكسيك وغيرها من الدول المتقدمة⁽¹²⁾.

رابعاً : حساب مدة الرجوع للأمطار

يعتبر حساب مدة رجوع الأمطار ذات أهمية كبيرة في العديد من المجالات التطبيقية كتصميم السدود والخزانات المائية وبت المجاري والزراعة المياه الجوفية وغيرها، إذ تعد هذه الوسيلة من الأساليب التحليلية المتبعة في تقدير احتمالات سقوط الأمطار والمدة الزمنية التي من المتوقع أن تسقط فيها⁽¹³⁾، ويمكن ان نطبق عملياً مدة رجوع الامطار ومكانية حدوثها من خلال المثال التطبيقي الآتي.

مثال : احسب مدة رجوع الأمطار في محطة السماوة للمدة (2010-2020) اعتماداً على الجدول (22) الموضح أدناه؟

السنة	المجموع السنوي
2010	47
2011	58.4
2012	105.2
2013	247.9
2014	74.1
2015	101.2
2016	55.7
2017	52.7
2018	195.8
2019	103.5
2020	128

الجواب :

لنتمكن من حل المثال أعلاه ينبغي علينا اتباع الخطوات الآتية :

أ- نرتب الأمطار ترتيباً تصاعدياً ونحدد رتبة كل قيمة منها.

ب- نحدد احتمال سقوط كل قيمة من الأمطار بقسمة رتبة تلك القيمة على مجموع عدد القيم للأمطار مضافاً إليها واحد، وفقاً للمعادلة الآتية :

$$\frac{m}{n + 1}$$

حيث أن :

m = رتبة القيمة المطرية.

n = مجموع عدد القيم.

ج- نطرح من ناتج المعادلة في النقطة (ب) واحد كما في المعادلة (H) الآتية :

$$H = \frac{m}{n + 1} - 1$$

د- نقدر مدة الرجوع الزمنية لكل قيمة من الأمطار بقسمة واحد على احتمال حدوثها وفقاً للمعادلة (Z) الآتية:

$$Z = 1/H$$

ومن خلال الجدول أدناه يتضح أن مدة رجوع الأمطار تزداد مع زيادة كمية التساقط المطري وبالعكس تقل في حال قل المجموع السنوي للتساقط المطري.

Z	$\frac{m}{n + 1} - 1$	$\frac{m}{n + 1}$	المجموع السنوي	السنة	الرتبة
1.09	0.92	0.08	47	2010	1
1.20	0.83	0.17	52.7	2017	2

1.33	0.75	0.25	55.7	2016	3
1.49	0.67	0.33	58.4	2011	4
1.69	0.59	0.41	74.1	2014	5
2	0.5	0.5	101.2	2015	6
2.38	0.42	0.58	103.5	2019	7
3.03	0.33	0.67	105.2	2012	8
4	0.25	0.75	128	2020	9
5.88	0.17	0.83	195.8	2018	10
12.5	0.08	0.92	247.9	2013	11

خامساً : تقدير التغيرات الزمنية في التساقط المطري

بالرغم من وجود عدة أساليب إحصائية لقياس حجم التغير في قيم التساقط المطري في أي منطقة ولكن عادة ما يتم استخدام طريقة المربعات الصغرى والتمهيد الآسي التي تعتبر من أشمل الاختبارات الإحصائية لتحليل السلاسل الزمنية للتساقط المطري والتغيرات التي تطرأ عليها خلال كل سلسلة، وتوجد فرضيتين تعتمد عليهما هذه الطريقة وهما :

1- فرضية العدم : أي عدم وجود اتجاهات للبيانات (بمعنى أن البيانات مستقلة وتتبع توزيعاً عشوائياً).

2- الفرضية البديلة : التي تعني وجود اتجاه للبيانات عبر الزمن⁽¹⁴⁾.

ويمكن تطبيق هذه الطريقة الإحصائية من خلال المعادلة⁽¹⁵⁾ الآتية :

$$s = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \operatorname{sgn}(x_j - x_i) \operatorname{sgn}(t) = \begin{cases} 1 & \text{for } t > 0 \\ 0 & \text{for } t = 0 \\ -1 & \text{for } t < 0 \end{cases}$$

حيث أن :

$x_j - x_i$ = القيم الشهرية أو الفصلية أو السنوية في سنوات الـ (j, i) على التوالي.

وتتميز هذه الطريقة بعدم اشتراط توزيع طبيعي للبيانات حيث يتم تفسير الاتجاه من خلال قيمة (Z أو S) الناتجة عن التحليل حيث اذا كانت قيم المتغيرات انفه الذكر سالبة دل ذلك على عدم وجود اتجاه للسلسلة الزمنية أما اذا كانت قيمتهما موجبة فهذا يدل على وجود اتجاه للسلسلة الزمنية⁽¹⁶⁾.

سادساً : حساب قيم محطات المطر المفقودة

لا تخلوا محطة مناخية من وجود عارض أو مشكلة معينة خلال رصد وتسجيل بيانات الأمطار في بعض الأيام نتيجة تعرض المنطقة الواقعة فيها المحطة الى ظرف معين كالأعاصير والزلازل والبراكين مثلاً أو حروب تشهدها البلاد أو إهمال في التسجيل أو انقطاع التيار الكهربائي وغيرها من المشكلات، الأمر الذي يؤدي الى فقدان تسجيل قيمة المطر ليوم ما لو لفترة زمنية معينة وفي هذه الحالة نلجأ الى تقدير قيم المطر المفقودة بالاعتماد على القيم المرصودة في المحطات المجاورة لها باستخدام بعض الوسائل والطرق الإحصائية ومنها طريقة المتوسط الحسابي (Arithmetic mean method) التي تكون عبارة عن جمع قيم المحطات المجاورة وتقسيمها على عددها لتعتمد النتيجة كقيمة للمطر في المحطة المفقودة ولكن هذه الطريقة تعتبر غير دقيقة، ولكن هناك طريقة اكثر دقة تتمثل بطريقة النسبة الاعتيادية (Normal ratio method) ويمكن توضيح آلية تطبيق هذه الطريقة وفقاً للآتي :

$$\rho_x = \frac{1}{n} * \sum p_j * \frac{N_x}{N_i}$$

حيث أن :

ρ_x = قيمة المحطة المفقودة.

n = عدد المحطات المجاورة للمحطة المفقودة.

p_j = قيمة المحطة المجاورة.

N_x = قيمة النسبة الاعتيادية للمحطة المفقودة.

N_i = قيمة النسبة الاعتيادية للمحطة المجاورة.

و لتوضيح هذه الطريقة بشكل تطبيقي يمكن لنا أن نأخذ مثلاً على هذه الطريقة.

- جد قيمة التساقط المطري لشهر كانون الأول محطة بغداد اعتماداً على بيانات الجدول (23) بطريقة النسب الاعتيادية ؟

ت	المحطات	قيم المطر المسجلة لشهر كانون الثاني X	قيم المتوسط الحسابي طويل الأمد للمطر لشهر كانون الثاني \bar{x}
1	الديوانية	9	18
2	ميسان	11	21
3	الساوة	7	15
4	البصرة	12	23
5	ذي قار	X	19

(*) علماً أن قيم المتوسط الحسابي طويل الأمد يقصد به قيم التساقط المطري لعدد سنوات الرصد للمحطة المجاورة مقسم على عدد تلك السنوات.

الجواب :

$$\rho_x = \frac{1}{n} * \sum p_j * \frac{N_x}{N_i}$$

$$\rho_x = \frac{1}{4} * \sum \frac{9 * 19}{18} + \frac{11 * 19}{21} + \frac{7 * 19}{15} + \frac{12 * 19}{23}$$

$$\rho_x = 0.25 * 38.2 = 9.55$$

وعليه يمكن القول أن القيمة المفقودة للتساقط المطري في محطة الناصرية لشهر كانون الثاني تبلغ (9.55 ملم).

سابعاً : معامل اختلاف الأمطار

يعرف معامل الاختلاف على أنه النسبة المئوية للانحراف المعياري من الوسط الحسابي والذي يرمز له بالرمز (C.V) واحياناً يستخدم الوسيط الحسابي بدلاً من الوسط الحسابي في حال تعذر حساب الوسط الحسابي (في حال وجود قيم شاذة أو متطرفة للأمطار) أو في حال التوزيعات التكرارية المفتوحة⁽¹⁷⁾، ويعتمد

اختلاف كمية التساقط المطري على الظروف المحلية للمنطقة التي تسقط فيها من حيث نوع المنخفض الجوي المؤثر فوق مناخ تلك المنطقة وشدته وسرعته ومسلكه وحمولته من الرطوبة باعتبار أن كل هذه الخصائص تعتبر محددة لاختلاف غزارة الأمطار، ويتم تطبيق معامل الاختلاف من خلال تطبيق المعادلة⁽¹⁸⁾ الآتية :

$$CV = \frac{SD}{x} * 100SD$$

حيث أن :

CV = معامل الاختلاف.

x = المتوسط السنوي للأمطار.

SD = الانحراف المعياري، ويتم الحصول عليه من خلال تطبيق المعادلة الآتية :

$$SD = \frac{\sqrt{\sum(x - x^-)^2}}{n - 1}$$

حيث أن :

x = متوسط كمية الأمطار السنوية.

x^- = كمية الأمطار السنوية.

n = عدد سنوات الرصد.

هوامش الفصل :

1- Brain Moss, Ecology of Fresh Waters: Man & Medium, Past to Future Third Edition, Cambridge University Press, London, 1998, P: 36 – 37.

2- على احمد غانم، الجغرافية المناخية، الطبعة الأولى، دار المسيرة للنشر والتوزيع والطباعة، عمان، 2003، ص33.

3- علي صاحب طالب الموسوي، جغرافية الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار الضياء للطباعة والتصميم، النجف الأشرف، 2009، ص444-445.

4- علي سالم الشواورة، جغرافية علم الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار المسيرة للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2012، ص154.

5- نعمان شحادة، المناخ العملي، ص89.

6- علي مهدي جواد الدجيلي، العناصر المناخية المؤثرة في كمية إنتاج المراعي الطبيعية في بوادي الجزيرة الشمالية والجنوبية من العراق للمدة (1966-1995)، أطروحة دكتوراه، كلية التربية ابن رشد، جامعة بغداد، 2001، ص128.

7- حار عبد الجبار حميد الضاحي، الأمطار في العراق، رسالة ماجستير، كلية الآداب، جامعة الإسكندرية، 1989، ص148.

8- عبد الرزاق محمد البطيحي، طرائق البحث الجغرافي، دار الكتب، جامعة الموصل، 1988، ص151.

9- احمد لفته حمد البديري، التباين الزمني والمكاني لاتجاهات وتكرارات الجفاف في منطقة الفرات الأوسط، مجلة العميد، المجلد العاشر، العدد أربعون، 2021، ص285.

10- Guttman, N.B, Accepting the Standardized Precipitation Index: A Calculation Algorithm. Journal of the American Water Resources Association, 1991, 35: 311–322. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x>

11- راضية عبدالله جاسم، تحديد ظاهرة الجفاف في إقليم كردستان العراق، رسالة ماجستير (غير منشورة)، جامعة صلاح الدين، 2012، ص353.

12- Bettina Weber, Burkhard Buˆdelm Jayne Belnap Editors, Biological Soil Crusts: An Organizing Principle in Dry lands, Remote Sensing of Biological Soil Crusts at Different Scales (chapter 12), Ecological Studies, Southwest Biological Science Center, U.S. Geological Survey, USA, Springer International Publishing, 2016, p:224.

13- سلام هاتف احمد الجبوري، علم المناخ المحلي، الطبعة الأولى، مكتب دليير للطباعة والنشر، بغداد، 2024، ص84.

14- عبد الباقي خميس حمادي وعمار مجيد مطلق العزاوي، الاتجاه والتغير في كمية الامطار وأثره على تزحج النطاقات المطرية في العراق، مجلة مداد الآداب، عدد خاص بمؤتمر قسم الجغرافية، 2023، ص1271.

15- Arun Mondal, Sananda Kundu, Anirban Mukhopadhyay, RAINFALL TREND ANALYSIS BY MANN-KENDALL TEST: A CASE STUDY OF NORTH-EASTERN PART OF CUTTACK DISTRICT, ORISSA, Department Of Water Resources Development & Management, Indian Institute Of Technology, Roorkee, India College of Oceanographic Studies, Jadavpur University, Kolkata Author for Correspondence, 2012, p72.

16- عبد الباقي خميس حمادي وعمار مجيد مطلق العزاوي، مصدر سابق، ص1271.

17- عبد الجليل عبد الوهاب عبد الرزاق، الإحصاء الجغرافي والسكاني (صيغ رياضية مختارة)، مطبعة العالمية للطباعة والنشر، السماوة، 2021، ص86.

18- عيسى علي إبراهيم، الأساليب الإحصائية الجغرافية، الطبعة الثانية، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية، 1999، ص102.

الفصل السابع
الوسائل والطرق الرياضية والإحصائية
لحساب التبخر

أولاً : مفهوم التبخر والعوامل المؤثرة عليه

1- مفهوم التبخر:

هو مصدر بخار الماء في الهواء، وببساطة هو عملية تحول المواد السائلة والصلبة إلى غازات ، وتعد البحار والمحيطات المصدر الرئيس للبخار الذي يزود اليابسة بالماء ، فضلاً عن ما يتبخر من التربة والنباتات والجداول والأنهار والبحيرات ، ويقاس التبخر بالسنتيمتر المكعب أو المليمتر المكعب أو الإنج في الساعة أو اليوم أو الشهر أو السنة ، تتوقف عملية التبخر عموماً على مسالتين مهمتين هما⁽¹⁾:

أ- توفر طاقة لتحويل الماء من الحالة السائلة إلى الغازية ، ولتحويل (1 غم) من الماء السائل إلى حالته الغازية عند درجة الحرارة والضغط العاديين من المسطحات المائية يحتاج إلى (580 كالوري) من الطاقة الحرارية ، وأكثر من ذلك من سطوح الترب غير المشبعة بالماء، وأن يتحمل الهواء بخار الماء ويستطيع حمله، أي أن يكون الهواء دون درجة التشبع .

ب- إن تحويل الماء من الحالة السائلة أو الصلبة إلى الغازية يتطلب طاقة إضافية يستمدّها من الجو المحيط، لذا فإن بخار الماء يحتوي على طاقة أكبر من نفس الكتلة من الماء أو الثلج ، وتعرف هذه الطاقة المخزونة في بخار الماء بالطاقة الكامنة ويمكن تقدير حرارة التبخر الكامن (والتي تعرف بأنها الطاقة اللازمة لتحويل غرام واحد من الماء إلى بخار ماء في نفس درجة الحرارة) عن طريق المعادلة الآتية⁽²⁾:

$$H_c = 594.9 - 0.51 T$$

2- العوامل المؤثرة على التبخر

أ- الإشعاع الشمسي **Sun Radiation** : يعد عاملاً مهماً باعتبار إن الشمس هي المصدر الرئيس للطاقة على سطح الأرض لذلك فإن مقدار التبخر مرتبطاً ارتباطاً وثيقاً بكمية الإشعاع الشمسي لدرجة أن أطلق على عملية التبخر بمجمّلها **Solar Evaporation** ، وتأتي أهمية الإشعاع الشمسي من إن أكثر من (80 %) من المعدل اليومي للتبخّر يحدث بين الساعة السادسة صباحاً حتى السادسة مساءً⁽³⁾.

ب- درجة الحرارة **Temperature** : تؤثر درجة الحرارة للمياه السطحية على كمية الجزيئات التي تنطلق منه إلى الغلاف الغازي ، لأن درجة الحرارة تؤثر في سرعة حركة تلك الجزيئات ، وإن درجة حرارة الهواء تؤثر في عملية المزج والاضطراب التي تعمل على زيادة التبخر ، كما يلزم عند تحويل (1 غم) من الماء السائل إلى الحالة الغازية إلى (580 كالوري) من الطاقة الحرارية عند درجة الحرارة والضغط العاديين⁽⁴⁾.

ج- سرعة الرياح **Wind Speed** :- تنقص المياه المتبخرة من المسطحات المائية عندما يكون الجو هادئاً والرياح ساكنة بسبب إن الطبقة الهوائية الملاصقة للسطح تصل إلى درجة التشبع ، لذلك فإن وجود رياح ذات سرعة خفيفة تعمل على خلط جزيئات الماء الموجودة على شكل بخار في طبقات الهواء الملاصقة لسطح الماء، أي إنها تقوم بخلطها مع طبقات الهواء الأعلى التي تتميز بأنها أكثر جفافاً من السفلى⁽⁵⁾.

د- العجز في ضغط بخار الماء **Deficit in Water Vapor Pressure** :- يرتبط معدل التبخر ارتباطاً وثيقاً بالفرق بين ضغط بخار الماء عند سطح الماء وضغط بخار الماء في الهواء المحيط ، وإن التبخر يستمر طالما هنالك فرقاً بين الضغطين.

هـ- الرطوبة **Relative Humidity** :- تتناسب معدلات التبخر مع كمية الرطوبة الحقيقية في الجو ومع الرطوبة النسبية أيضاً عند درجة حرارة معينة ، وقد وجد العالم موجر Masure إن كمية التبخر عند درجة حرارة (17 م) قد زادت من (0,25 م) إلى (0,93 م) عندما قلت الرطوبة النسبية من (91 %) إلى (73 %)⁽⁶⁾.

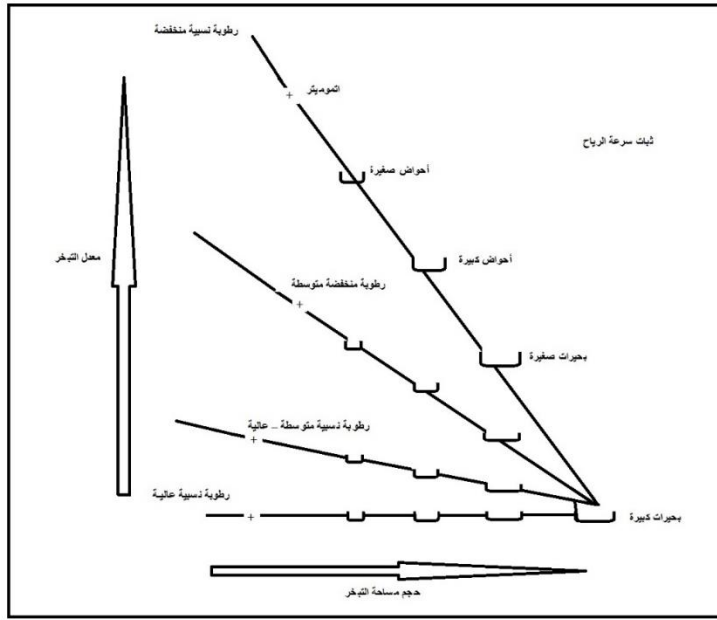
و- حجم المسطح المائي **Water flat size** :- ويكون تأثيره في المناطق الجافة أكثر منه في المناطق الرطبة ، و تزداد كميات التبخر من المسطحات المائية الصغيرة عنه من المسطحات المائية الكبيرة انظر الشكل (7)، ويرتبط ذلك بعملية التبخر ذاتها إذ تنطلق جزيئات الماء إلى الطبقة الهوائية الملاصقة لسطح الماء وباستمرار هذه العملية فإنه يزداد محتوى الهواء الملاصق للماء من بخار الماء الأمر الذي يؤدي إلى الإقلال من معدلات التبخر بسبب تكون طبقة هوائية تسمى Blanket (وهي غنية ببخار الماء)، وإذا استمر تدفق الهواء بنفس الاتجاه فإن هذه الطبقة تزداد سماكتها إذ تعمل على نقص معدلات التبخر من سطح المسطحات المائية الكبيرة ، وهذا الأمر لا ينطبق على البحار والمحيطات بسبب خضوعهما إلى عوامل أخرى كالطاقة الحرارية⁽⁷⁾.

ز- الأملاح **Salts** :- للأملاح دوراً كبيراً في تباين معدلات التبخر حيث يختلف ضغط بخار الماء العذب عن ضغط البخار المالح ، لذا نجد إن مياه البحار التي تحتوي على (35 ألف جزء من المليون) من الأملاح المذابة يقل فيها ضغط بخار الماء بمعدل (2%) من المياه العذبة لذا نجد إن معدلات التبخر تحت ظروف المياه المالحة تكون أقل من معدلات التبخر من المياه العذبة في نفس درجة الحرارة والضغط الجوي .

ح- نوعية وعمق المياه **Quality & Depth of Water** :- تؤثر نوعية مياه المسطحات المائية على قيم التبخر منها ، إذ تقل معدلات التبخر عن (1 %) عندما تزيد ملوحة المياه (1%) ، لذلك فإن معدلات التبخر من المسطحات المائية التي تصل نسبة ملوحتها (3,5 %) تقل من (2 %) إلى (3 %) عن تلك المعدلات من المسطحات المائية ذات المياه العذبة⁽⁸⁾.

أما عمق المياه فله تأثير كبير أيضاً على معدلات التبخر من المسطحات المائية ففي المياه الضحلة تكون معدلات التبخر على أشدها في الصيف، بينما تكون على أشدها في الشتاء والربيع في المسطحات المائية العميقة ويعود السبب في ذلك إلى عمليات الخزن الحراري والمزج البطيئة ضمن المسطحات المائية العميقة.

الشكل (7) معدلات التبخر من مسطحات مائية صغيرة وكبيرة



المصدر: حسن أبو سمور وحامد الخطيب، مصدر سابق، ص 85.

ويمثل التبخر Evaporation مصدر بخار الماء في الهواء، كما إن له تأثير في نسبة الرطوبة في التربة وفي مراحل نمو النبات، ويتوقف مقدار التبخر من سطح مائي إلى آخر خلال وقت محدد على ما يأتي:

أ- ضغط بخار الماء على سطح المياه:

وتؤثر حرارة المياه السطحية في تنوع مقدار ضغط بخار الماء الممثل فوقها، فعند ارتفاع درجة حرارة المياه السطحية يزداد ضغط بخار الماء ويؤدي ذلك إلى زيادة التبخر.

ب- ضغط بخار الماء في الهواء:

حيث يختلف مقدار التبخر تبعاً لاختلاف ضغط بخار الماء في حالة التشبع عند درجة حرارة المياه السطحية وبين ضغط بخار الماء الموجود في الهواء، ويختلف العامل الأخير تبعاً لاختلاف الرطوبة النسبية في الهواء.

ج- حركة الرياح:

حيث تعمل الرياح على نقل الهواء الرطب وان يحل محله هواء جاف، ومن ثم يزداد التبخر مع زيادة سرعة الرياح.

د- نسبة الملوحة:

فقد تبين انه في حالة وجود أملاح أو معادن ذائبة في المياه تقلل من فعل التبخر، وعلى ذلك فان التبخر من مسطح مائي محدد من البحر يقل بنحو 5% من تعرض نفس هذا المسطح من المياه العذبة لعمليات التبخر.

ويتبين إن ارتفاع درجة حرارة الهواء وانخفاض الرطوبة النسبية بالإضافة إلى صفاء الجو وانعدام التساقط، كلها عوامل تؤدي إلى ارتفاع التبخر المحتمل.

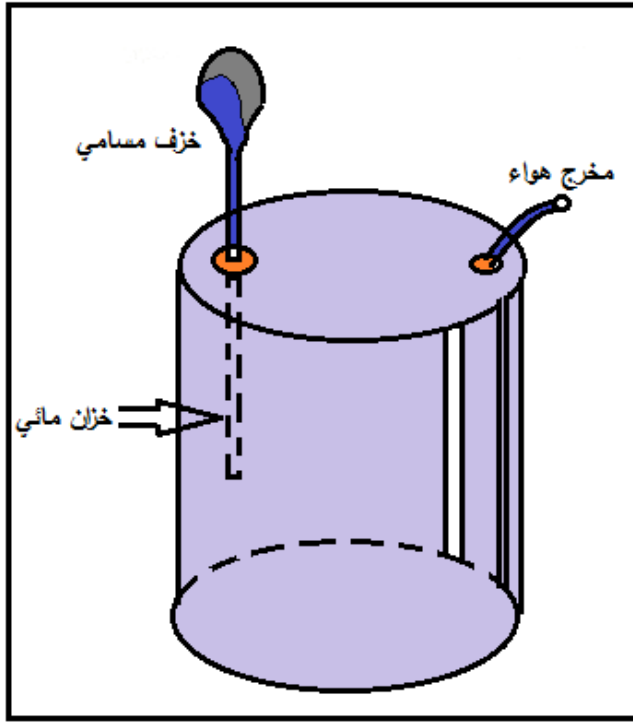
ومن دراسة التوزيع الجغرافي لمقدار التبخر فوق سطح الأرض، تبين إن التبخر يعظم فوق المسطحات المائية عنه في اليابس، كما يشتد التبخر عند المناطق الاستوائية (فعل الهواء الساخن الرطب الصاعد في مناطق الرهو الاستوائي إلى جانب النتح في الغابات الاستوائية).

وتعد أعظم مناطق التبخر فوق المسطحات المائية هي تلك التي تنحصر بين دائرتي عرض (10. - 20.) شمالاً وجنوباً، وهذا يرجع إلى عظم الإشعاع الشمسي وقلة الأمطار الساقطة وحركة الرياح .

أما اقل مناطق سطح الأرض تعرضاً للتبخر فهي تلك التي تقع إلى الشمال من دائرة عرض 50. شمالاً حتى القطب الشمالي وإلى الجنوب من دائرة عرض 50. جنوباً حتى القطب الجنوبي، ويقل مقدار التبخر في نصف الكرة الجنوبي عنه بالنسبة لنصف الكرة الشمالي عند هذه العروض.

وهناك عدة اجهزة لقياس التبخر منها⁽⁹⁾، جهاز لفنجستون لقياس التبخر اذ يلاحظ انه كرة مجوفة من الخزف المسامي يتبخر منها الماء، اما اوعية التبخر فتقيس الكميات المتبخرة بقياس النقص من عمق الماء . لاحظ هذا الرسم الذي يمثل جهاز (لفنجستون) انظر الشكل (11).

صورة (11) جهاز لفرنجستون لقياس التبخر

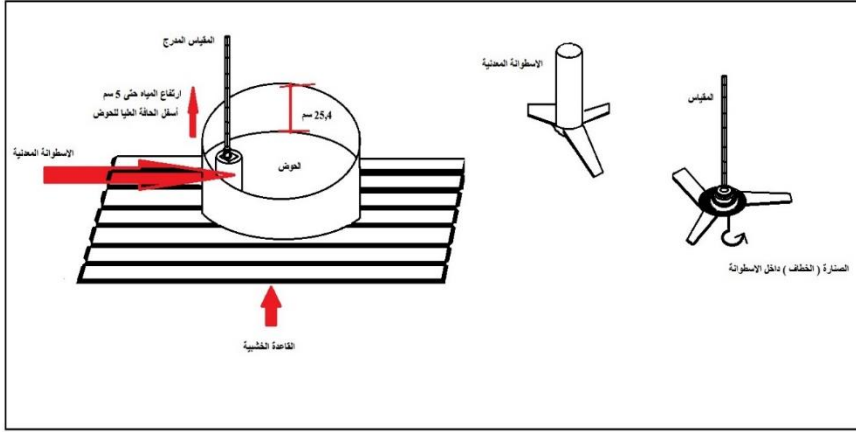


اما حوض التبخر فيتوضح بالصورة (12) والصورة (13):

الصورة (12) حوض التبخر A



الصورة (13) مجسم حوض التبخر A



ويقاس التبخر من التربة بعدة أجهزة أهمها اللايزوميتر الذي يشترط لعمله ان تكون ظروفه مشابهة لظروف الحقل من حيث نوع التربة والنبات وان تكون مساحته كافية وعمقه كفيلا بنمو جذور النباتات البحرية.

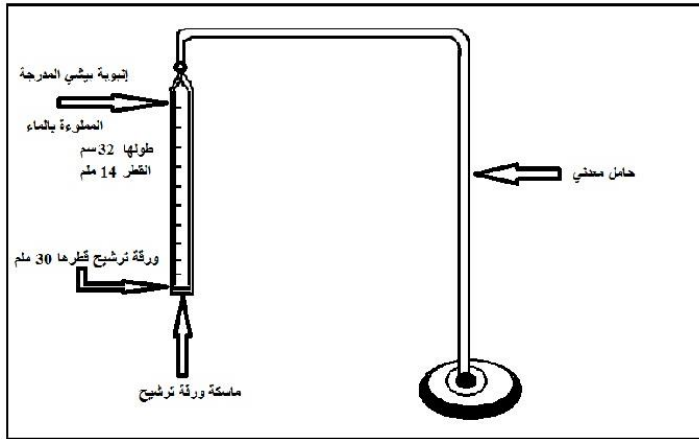
وهناك جهاز لقياس الطاقة الإشعاعية على أساس قدرتها على تبخير مقادير معينة من الماء، ويشتهر هذا الجهاز باسم راديومتر بيلاي Bellani Radiometer نسبة إلى اسم مخترعه "1826"، ولهذا الجهاز فائدة مزدوجة إذ إنه يسجل مقدار الطاقة الواصلة من الشمس، كما يبين في نفس الوقت مقدار التبخر الناتج عنها، ويوجد في هذا الجهاز مستودع كروي محفوظ داخل كرة زجاجية ومتصل بأنبوبة شعرية يخرج منها البخار ليدخل في أنبوبة متسعة حيث يتكثف بها وتتجمع المياه الناتجة في طرفها حيث تقاس بواسطة مقياس مدرج موضوع فيها، وهذا الجهاز يقرأ يوميًا، وعند إعادة استخدامه لا بد أن يقلب ليعود كل الماء المكثف إلى المستودع، انظر الشكل (14).

أما أجهزة قياس التبخر الصغيرة Small Atmometers فتتمثل بجهاز بيشي Biche Type الذي يكون عبارة عن جهاز طوره العالم بيشي عام 1872 م ، وهو جهاز يعتمد في تصميمه على تبخر الماء من السطوح المسامية المبللة ، ويتكون من إنبوبة زجاجية مدرجة طولها (30 مللي لتر) أو (3سم) وأجزائه العشرية أو (32 سم) ، وقطرها (1,4 سم أو 14 ملم) مسدود طرفها الأعلى أما الطرف الآخر فيتكون من سطح مستوي يثبت عليه ورقة ترشيح دائرية مساحتها (11 سم 2) مثبتة بواسطة حلقة معدنية وماسك يلامس الورقة انظر الشكل (15).

صورة (14) جهاز بيلاي



صورة (15) جهاز بيثي لقياس التبخر



تملأ الأنبوبة الزجاجية بالماء المقطر وفتحها إلى الأعلى ثم تثبت عليها ورقة الترشيح وتقلب إلى الوضع الطبيعي ، وتقاس كمية التبخر من ملاحظة انخفاض سطح الماء داخل الأنبوبة ، وعادةً ما توضع داخل كشك المحارير (كشك ستيفنسون)⁽¹⁰⁾ ، ولا يستخدم هذا الجهاز في الطقوس الجافة بحيث يتبخر جميع الماء

الموجود في الأنبوبة ، فضلاً عن حساسيته الشديدة للرياح وبعده عن تأثير الإشعاعات الشمسية إضافة إلى سهولة كسره عند الاستعمال غير إن خصائص صغر حجمه ورخص ثمنه تجعله يستعمل في أوقات كثيرة .

ثانياً : الطرق الرياضية لقياس قيم التبخر

1- طريقة ثورنثويت :- Thornthwait Method

لقد تطورت معادلة ثورنثويت عدة مرات خلال عشر سنوات المدة (1944 - 1954) إلى أن وصلت إلى ما هي عليه الآن، رغم إن العالم ثورنثويت لديه الكثير من المعادلات، إلا إن معادلة ثورنثويت للتبخر هي الأكثر شيوعاً واستخداماً من قبل الجغرافيين ، وتقوم هذه المعادلة على أساس حساب التبخر باستخدام درجة الحرارة فقط ، وتنص هذه المعادلة على⁽¹¹⁾ :

$$e = 1.6 b (10 t / I)^a$$

حيث إن :

e = معدل التبخر الشهري بالسنتيمتر

t = معدل درجة الحرارة الشهرية (م°)

a = دالة للقرينة الحرارية وتحسب وفق المعادلة الآتية :

$$a = 0.000000675 I^3 - 0.00071 I^2 + 0.01793 I + 0.49239$$

b = معامل تصحيح لعدم تساوي طول الأيام خلال الشهر الواحد وتتغير وفق درجات العرض حسب الجدول (24) .

I = قرينة سنوية لدرجة الحرارة وتتكون من مجموع اثني عشر قرينة شهرية (i) ، وتستخرج من المعادلة :-

$$i = (t / 5)^{1.514}$$

وتتميز معادلة ثورنثويت لحساب التبخر بسهولة بسبب توفر البيانات المناخية الخاصة بدرجات الحرارة غير إن ما يعيها اعتمادها على درجة الحرارة فقط وهذا الاعتماد على المعدل الشهري لدرجات الحرارة دون اعتماد السير اليومي والسنوي لها ، إضافةً إلى افتراضه توقف عملية التبخر عند درجة الصفر المئوي .

الجدول (24) القيم المستعملة في تعديل معدلات التبخر الشهرية في معادلة ثورنثويت قيمة (b)

درجة العرض	ك2	شباط	آذار	نيسان	مايس	حزيران	تموز	آب	أيلول	ت1	ت2	ك1
صفر	1,04	0,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,01	1,01	1,04
5 شمالاً	1,02	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02
10	1	0,91	1,03	1,03	1,06	1,08	1,07	1,07	1,02	1,02	0,98	0,99
15	0,97	0,91	1,03	1,04	1,11	1,08	1,12	1,08	1,02	1,01	0,95	0,97
20	0,95	0,90	1,03	1,05	1,13	1,11	1,14	1,11	1,02	1	صفر	0,94
25	0,93	0,89	1,03	1,06	1,15	1,14	1,7	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91
26	0,92	0,88	1,03	1,06	1,15	1,15	1,17	1,12	1,02	0,99	0,91	0,91
27	0,92	0,88	1,02	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	0,99	0,90	0,90
28	0,91	0,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	0,98	0,90	0,90
29	0,91	0,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	0,98	0,90	0,89
30	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,18	1,19	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
31	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,19	1,20	1,14	1,03	0,98	0,88	0,88
32	0,89	0,86	1,03	1,08	1,19	1,20	1,21	1,15	1,03	0,98	0,88	0,87
33	0,88	0,86	1,03	1,09	1,19	1,20	1,22	1,15	1,03	0,97	0,88	0,86
34	0,88	0,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	0,97	0,87	0,86
35	0,87	0,85	1,02	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85

المصدر: علي حسن موسى ، المناخ الإقليمي ، مطبعة الأنوار ، دمشق ، 1978 ، ص 93 .

2- معادلة بنمان Penman :

للعالم أكثر من معادلة لاستخراج التبخر ، فبعضها للتبخر من المسطحات المائية وبعضها الآخر من النباتات، وستناول المعادلات التي تخص المسطحات المائية ، ففي عام 1948 قدر قيم التبخر نتج من سطح مائي حر بالمعادلة الآتية⁽³⁵⁾:

$$E = (\Delta H + Eay) \div (\Delta + y)$$

حيث إن :

$$E = \text{التبخّر من مسطح مائي حر (ملم / يوم)}$$

Δ = انحدار منحني ضغط بخار الماء عند درجة التشبع مع درجة حرارة الهواء ويعبر عنه (ملم زئبق / درجة (ف) .

$$Ea = \text{ضغط بخار الماء المشبع عند معدل درجة حرارة الهواء .}$$

y = ثابت في معادلة مرطبات البصلة الجافة والرطوبة (0,27) لدرجة الحرارة (ف) وضغط البخار (ملم زئبق).

H = الطاقة الإشعاعية الصافية الجاهزة على السطح متمثلة (بالملم) من الماء المتبخّر لكل يومك عن طريق هذه الطاقة وتستخرج من المعادلة الآتية :

$$H = Ra (1 - r)(0.18 + (0.55 n \div N)) - \Delta Ta^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{ed})(0.10 + (0.9n \div N))$$

حيث إن :

$$Ra = \text{معدل الإشعاع الشمسي بغياب الغلاف الجوي (ملم من الماء لكل يوم)}$$

$$r = \text{معدل انعكاس الإشعاع (0,05 لسطح الماء)}$$

$$n/N = \text{نسبة عدد ساعات السطوع الشمسي الفعلي إلى النظري}$$

$$\Delta = \text{ثابت ستيفن بولتزمان}$$

$$Ta = \text{درجة حرارة الهواء (المئوي المطلق)}$$

$$ed = \text{ضغط بخار الماء الفعلي للهواء (ملم)}$$

إن معادلة بنمان السابقة تحتاج إلى معلومات مناخية متعددة ، والتي قد لا تكون متوفرة في بعض المحطات المناخية ، إضافة إلى عدم ملائمتها للمناطق الجافة ، لذلك عدلت المعادلة من قبل منظمة الغذاء والزراعة (F.A.O) لتلائم مع الأحوال المناخية في أجزاء واسعة من العالم ، كما أنجزت أبحاث وتعديلات على المعادلة من علماء عراقيين (كتانه وآخرون عام 1974) لتلائم أحوال المناخ في العراق ، وتضمن التعديل قيم (a ، b) لتصبح قيمها (307% ، 490%) على التوالي⁽³⁶⁾ ، فأصبحت صيغة المعادلة كالآتي⁽³⁷⁾:

$$ETO = c [w.Rn + (1 - w) . f(u) . (ea - ed)]$$

حيث إن

$c =$ معامل تصحيح يستخرج بالاعتماد على أعلى معدلات الرطوبة النسبية (الرطوبة النسبية العظمى) والإشعاع الشمسي وسرعة الرياح انظر الجدول (9).

$w =$ يستخرج بالاعتماد على درجة الحرارة وارتفاع المنطقة عن سطح البحر راجع الجدول (25).

$R_n =$ صافي الإشعاع (Net Radiation) الذي يمثل الفرق بين الإشعاع القصير المدى والإشعاع الطويل المدى ويستخرج من المعادلة الآتية :

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

حيث إن :

$R_{ns} =$ صافي الإشعاع قصيرة المدى ، ويستخرج من المعادلة الآتية :

$$R_{ns} = R_s (1 - 0.25)$$

$R_n =$ صافي الإشعاع طويل المدى ويستخرج من المعادلة الآتية :-

$$R_n = F(T) \cdot F(ed) \cdot F(n/N)$$

حيث إن

$F(T) =$ دالة معدل درجة الحرارة (م) انظر الجدول (26)

الجدول (25) معامل التصحيح (c) لمعادلة بنمان

Rh max. = 90%				Rh max. = 60%				Rh max. = 30%				
12	9	6	3	12	9	6	3	12	9	6	3	Rs mm / day
U day u / night = 4												U day m / sec
1,10	1,10	1,06	1,02	1,05	1,05	0,98	0,96	1	1	0,90	0,86	0
1,32	1,27	1,10	0,99	1,19	1,11	1	0,92	0,97	0,92	0,84	0,79	3
1,33	1,26	1,10	0,94	1,19	1,11	0,96	0,85	0,93	0,87	0,77	0,68	6
1,27	1,16	1,01	0,88	1,14	1,02	0,88	0,76	0,90	0,78	0,65	0,55	9

U day u / night = 3												
1,10	1,10	1,06	1,02	1,05	1,05	0,98	0,96	1	1	0,90	0,86	0
1,28	1,18	1,04	0,94	1,12	1,06	0,96	0,87	0,94	0,88	0,81	0,76	3
1,22	1,15	1,01	0,86	1,10	1,02	0,88	0,77	0,88	0,81	0,68	0,61	6
1,18	1,06	0,92	0,78	1,05	0,88	0,79	0,67	0,82	0,72	0,56	0,46	9
U day u / night = 2												
1,10	1,10	1,06	1,02	1,05	1,05	0,98	0,96	1	1	0,90	0,86	0
1,14	1,10	0,98	0,89	1,05	0,99	0,91	0,83	0,92	0,85	0,76	0,69	3
1,12	1,05	0,92	0,79	1,02	0,94	0,80	0,70	0,84	0,74	0,61	0,53	6
1,06	0,96	0,81	0,71	0,95	0,84	0,70	0,59	0,76	0,65	0,48	0,37	9
U day u / night = 1												
1,10	1,10	1,06	1,02	1,05	1,05	0,98	0,96	1	1	0,90	0,86	0
1,05	1,01	0,92	0,85	0,99	0,94	0,86	0,78	0,89	0,82	0,71	0,64	3
1	0,95	0,82	0,72	0,93	0,84	0,70	0,62	0,79	0,68	0,53	0,43	6
0,96	0,87	0,72	0,62	0,87	0,75	0,60	0,50	0,70	0,59	0,41	0,27	9

Doorenbos., J. Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No.24, Rome,1977, p.28

Pruitt., W.O, Guidelines for Predicting Crop Water

(27) $F(ed)$ = دالة ضغط بخار الماء المشبع الفعلي انظر الجدول

$F(n/N)$ = دالة النسبة بين ساعات ضوء الشمس الفعلية (n) إلى ساعات ضوء الشمس النظرية (N) انظر

الجدول (28)

(n/N) = النسبة بين ساعات السطوع الفعلية والنظرية انظر الجدول (29)

$F(u)$ = دالة سرعة الرياح وتستخرج من المعادلة الآتية:

الجدول (26) دالة معدل درجة الحرارة (م). .

36	34	32	30	28	26	24	22	20	18	16	14	12	10	8	6	4	2	0	°T c
18	17	17,	16	16	15,	15,	1	14	14	13	13	13	12	12,4	1	11,	11,4	11	F(t)
1,	7,	2	7,	3,	9	4	5	6,	2,	8,	5,	4,	7,		2	7			

المصدر :-

Doorenbos., J. Pruitt., W.O, Guidelines for Predicting Crop Water Requirements.

FAO Irrigation and Drainage Paper, No.24, Rome,1977, p.27.

الجدول (27) دالة ضغط بخار الماء المشبع الفعلي

1	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0	N / N
0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
56	54	52	51	49	47	45	43	41	39	37	36	34	32	30	28	26	24	22	21	19
																				1-0C 0,25 0,50+ nn

المصدر :- Doorenbos., J. Pruitt., W.O, Guidelines , Op. Cit, p.27

الجدول (28) دالة النسبة بين ساعات ضوء الشمس الفعلية والنظرية

0	8	6	4	2	0	8	6	4	2	0	8	6	4	2	0					d mbar
,6	,7	,8	,8	,9	,10	,11	,12	,12	,13	,14	,15	,16	,18	,19	,20	,22	,23			(ed)

المصدر :- Ibid , Op. Cit, p.27

الجدول (29) النسبة بين ساعات ضوء الشمس الفعلية والنظرية

1	0,95	0,9	0,85	0,8	0,75	0,7	0,65	0,6	0,55	0,5	0,45	0,4	0,35	0,3	0,25	0,2	0,15	0,1	0,05	0	N/N
1	0,96	0,91	0,87	0,82	0,78	0,73	0,69	0,64	0,60	0,55	0,51	0,46	0,42	0,37	0,33	0,28	0,24	0,19	0,15	0,10	F (n/N)

المصدر :- Op. Cit, p.27

$$F(u) = 0.27 (1 + (u^2 \div 100))$$

$u^2 =$ سرعة الرياح لارتفاع (2 متر) (كم / يوم)

أما الـ (ed) فهو معدل ضغط بخار الماء المشبع الفعلي (مليبار) ويستخرج من المعادلة الآتية :

$$ed = ea \cdot RH / 100$$

$ea =$ معدل ضغط بخار الماء المشبع (مليبار) بدرجة الحرارة (م) انظر الجدول (30)

$RH =$ معدل الرطوبة النسبية .

الجدول (30) ضغط بخار الماء المشبع لدرجة الحرارة من (0 - 39) م

مليبار	م	مليبار	م
23,4	20	6,1	0
24,9	21	6,6	1
26,4	22	7,1	2
28,1	23	7,6	3
29,8	24	8,1	4
31,7	25	8,7	5
33,6	26	9,4	6
35,7	27	10	7

27,8	28	10,7	8
40,1	29	11,5	9
42,4	30	12,3	10
44,9	31	13,1	11
47,6	32	14	12
50,3	33	15	13
53,2	34	16,1	14
56,2	35	17	15
59,4	36	18,2	16
62,8	37	19,4	17
66,3	38	20,6	18
69,9	39	22	19

المصدر: مركز البحوث والدراسات للدراسات المائية والبيئية ، نماذج تقدير الاستهلاك المائي في الأردن ، نشرة فنية ، رقم (21)،
ة البحث العلمي ، الجامعة الأردنية ، عمان ، 1998.

3- معادلة بلييني وكريدل Blaney & Criddle لقياس التبخر:

توجد أكثر من معادلة لقياس التبخر والتبخر نتح لبلييني وكريدل واغلبها عن التبخر نتح من النباتات والمحاصيل الزراعية لكننا سنأخذ معادلة تستخرج التبخر من المحطات المناخية والهيدرولوجية لقياس والتبخر وعلاقته بالحوض النهري أو المسطحات المائية وهي⁽²⁸⁾:

$$E_o = K P (0.46 C + 8.13)$$

حيث إن :

$$E_o = \text{التبخر نتح (ملم)}$$

K = معامل تصحيح ويستخرج من المعادلة :

$$K = (0.0311 C + 0.24)$$

P = النسبة المئوية لمجموع ساعات النهار لأيام الشهر كلها من مجموع ساعات النهار للسنة الكاملة وتؤخذ من جدول خاص انظر الجدول (31).

الجدول (31) معدل النسب اليومية لساعات النهار السنوية لمختلف دوائر العرض في نصفي الكرة

الأرضية الشمالي والجنوبي

ك1	ت2	ت1	أيلول	آب	تموز	حزيران	مايس	نيسان	آذار	شباط	ك2	النصف الشمالي	دائرة العرض
حزيران	مايس	نيسان	آذار	شباط	ك2	ك1	ت2	ت1	أيلول	آب	تموز	النصف الجنوبي	
0,13	0,17	0,22	0,28	0,34	0,40	0,41	0,38	0,32	0,26	0,20	0,15		.60
0,15	0,18	0,23	0,28	0,34	0,39	0,40	0,37	0,32	0,26	0,21	0,16		.58
0,16	0,18	0,23	0,28	0,33	0,38	0,39	0,36	0,32	0,26	0,21	0,17		.56
0,17	0,19	0,23	0,28	0,33	0,37	0,38	0,36	0,31	0,26	0,22	0,18		.54
0,17	0,20	0,24	0,28	0,33	0,36	0,37	0,35	0,31	0,27	0,22	0,19		.52
0,18	0,20	0,24	0,28	0,32	0,35	0,36	0,34	0,31	0,27	0,23	0,19		.50
0,19	0,21	0,24	0,28	0,32	0,35	0,36	0,34	0,31	0,27	0,23	0,20		.48
0,20	0,21	0,24	0,28	0,32	0,34	0,35	0,34	0,30	0,27	0,23	0,20		.46
0,20	0,22	0,25	0,28	0,31	0,34	0,35	0,33	0,30	0,27	0,24	0,21		.44
0,21	0,22	0,25	0,28	0,31	0,33	0,34	0,33	0,30	0,27	0,24	0,21		.42
0,21	0,22	0,25	0,28	0,31	0,33	0,34	0,32	0,30	0,27	0,24	0,22		.40
0,22	0,23	0,25	0,28	0,30	0,32	0,32	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23		.35
0,23	0,24	0,26	0,28	0,30	0,31	0,32	0,31	0,29	0,27	0,25	0,24		.30
0,24	0,25	0,26	0,28	0,29	0,31	0,31	0,30	0,29	0,27	0,26	0,24		.25
0,25	0,25	0,26	0,28	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,27	0,26	0,25		.20
0,25	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26		.15
0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,27	0,26		.10
0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27		.5
0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27		صفر

Doorenbos, J. and Pruitt, W.O, Guidelines for Predicting Crop Water Requirement, FAO, Irrigation and

Drainage ,Paper.No.24, Rome, 1977, P.6

4- معادلة کوتاجن Coutagne :

احتسب العالم کوتاجن التبخر في دراسته عن أفريقيا للمناطق المختلفة ، إذ إنه وضع صيغاً ثلاثة لاحتساب التبخر هي (29) :

أ- صيغتان للمناطق السهلية استخدم فيهما t وهي المعدل السنوي لدرجة الحرارة (م) هما :-

$$V = 50.4 t$$

$$V = 210 + 30 t$$

ب- الصيغة الثانية لاحتساب التبخر في المناطق المرتفعة إذ أضاف العالم کوتاجن الضغط الجوي بالرمز B (ملم / زئبق) وكما يأتي :

$$V = (210 + 30 t) \times (760 \div B)$$

5- معادلة ايفانوف Evanove :

تكتب معادلة العالم الروسي ايفانوف باللغتين العربية والانكليزية وكما يأتي (30) :

أ- المعادلة باللغة الانكليزية

$$E_o = 0.0018 (t + 25)^2 (100 - a)$$

حيث إن :

$$E_o = \text{التبخر (ملم)}$$

t = معدل درجة الحرارة الشهري أو السنوي (م) وهذا معناه إمكانية استخراج التبخر حسب ايفانوف للشهر أو للسنة .

$$a = \text{معدل الرطوبة النسبية}$$

ب- المعادلة باللغة العربية :

$$ت = 0,0018 (ح + 25) 2(100 - ر)$$

حيث إن :

ت = التبخر (ملم)

ح = معدل درجة الحرارة الشهري أو السنوي (م)

ر = معدل الرطوبة النسبية.

6- معادلة التبخر الكلي Total Evaporation or Evapotranspiration :

وهي المعادلة التي تستخرج التبخر نتج للدلالة على المفقود من المياه بوساطتهما معاً وكما يلي⁽³¹⁾:

$$ب ن = م - (ف + خ)$$

حيث إن :

ب ن = الفاقد عن طريق التبخر والنتج معاً

م = المكتسب من الأمطار

ف = الفاقد عن طريق جريان المياه السطحية

خ = المياه المخزونة في التربة

7- معادلة خوسيلا Khosila :

تمكن العالم خوسيلا عام 1949 من احتساب الفاقد المائي عن طريق المعادلة الآتية⁽³²⁾:

$$L m = (T m - 32) \div 9.5$$

حيث إن :

L m = التبخر النتج الكامن (بوصة)

T m = معدل درجة الحرارة الشهرية بالفهرنهايتية

8- معادلة الإشعاع Radiation :

وهي المعادلة التي طورتها منظمة الغذاء والزراعة (F.A.O) من خلال تحويل معادلة ماكنك Meakking

عام 1957 ، وتستخدم في المناطق التي تتوفر فيها بيانات متكاملة للعناصر (الإشعاع الشمسي اليومي ، طاقة

الإشعاع الشمسي ، معدلات درجات الحرارة الاعتيادية والعظمى والصغرى ، درجة التغميم ، والرطوبة

النسبية والرطوبة النسبية العظمى والصغرى ، والرياح سرعةً واتجاهً) ، وتكون صيغة المعادلة بالشكل الآتي⁽³⁴⁾:

$$ET_o = c (w .R_s)$$

حيث إن :

ET_o = التبخر نتح الكامن (ملم)

c = معامل تعديل يعتمد على الرطوبة النسبية وسرعة الرياح ويستخرج من شكل خاص .

w = معامل وزني يعتمد على درجة الحرارة ، ويستخرج من الجدول (32).

R_s = الإشعاع الأرضي الإضافي (ملي واط)، وفي دراسة للنقشبندي وكتانه انه في العراق يستخرج من المعادلة الآتية :

$$R_s = R_a (0.200 + 0.467 n/N)$$

حيث إن :

R_a = الإشعاع الشمسي المنعكس من اليابس انظر الجدول (33)

n/N = النسبة بين ساعات السطوع الشمسي الفعلية (n) إلى عدد ساعات السطوع النظري (N) .

الجدول (32) قيم المعامل (w) في معادلة الإشعاع

درجة الحرارة م°	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40	
W عند دائرة العرض م°	0	0,43	0,46	0,49	0,52	0,55	0,58	0,61	0,64	0,66	0,69	0,71	0,73	0,75	0,77	0,78	0,80	0,82	0,83	0,84	0,85
	50	0,44	0,48	0,51	0,54	0,57	0,60	0,62	0,65	0,67	0,70	0,72	0,74	0,76	0,78	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85	0,86

Doorenbos., J. Pruitt., W.O, Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO Irrigation and

Drainage Paper, No.24, Rome,1977, p.24.

الجدول (33) المعدل الشهري للـ (Ra) بين دائرتي عرض (28 – 38) شمالاً

دائرة العرض	أيلول	1 ت	2 ت	1 ك	2 ك	شباط	آذار	نيسان	مايس	حزيران	تموز	آب	أيلول	1 ت	2 ت	1 ك
28	14.1	12.0	9.9	8.8	9.3	11.1	13.4	15.3	16.5	16.8	16.7	15.7	14.1	12.0	9.9	8.8
30	13.9	11.6	9.5	8.3	8.8	10.7	13.1	15.2	16.5	17.0	16.8	15.7	13.9	11.6	9.5	8.3
32	13.6	11.2	9.0	7.8	8.3	10.2	12.8	15.0	16.5	17.0	16.8	15.6	13.6	11.2	9.0	7.8
34	13.4	10.8	8.5	7.2	7.9	9.8	12.4	14.8	16.5	17.1	16.8	15.5	13.4	10.8	8.5	7.2
36	13.1	10.6	8.0	6.6	7.4	9.4	12.1	14.7	16.4	17.2	16.7	15.4	13.1	10.6	8.0	6.6
38	12.8	10.0	7.5	6.1	6.9	9.0	11.8	14.5	16.4	17.2	16.7	15.3	12.8	10.0	7.5	6.1

المصدر:- المؤلف بالاعتماد على مركز البحوث والدراسات المائية والبيئية، نماذج تقدير الاستهلاك المائي في الأردن، نشرة فنية، رقم (21)، عمادة البحث العلمي، الجامعة الأردنية، عمان، 1998، ص 37.

9--معادلتى نجيب خروفه :

تمكن العالم العراقي نجيب خروفه عام 1985 من اشتقاق معادلة لحساب التبخر في المناطق الجافة وشبه الجافة بعد إجراء تعديلات على معادلة بليني وكريدل متلافياً استخدام معامل التصحيح فيها كما في المعادلة الآتية⁽³⁸⁾:

$$ET_o = C.P.TC^{1.31}$$

حيث إن

ET_o = التبخر نتح الكامن (ملم / يوم)

P = النسبة المئوية لعدد ساعات النهار الشهرية إلى عددها السنوي انظر الجدول (34).

TC = معدل درجة الحرارة (م)

C = معامل محلي يتم احتسابه من معدلات البيانات المناخية للأشهر (حزيران وتموز وآب) عن طريق المعادلة الآتية :-

$$C = 0.22(1+n/N)(0.90+w/100)(1 - 0.5 Rh)(0.97+ E/10000)$$

حيث إن

n = معدل ساعات السطوع الشمسي الفعلية.

N = معدل ساعات السطوع الشمسي النظرية.

w = سرعة الرياح (كم / ساعة)

Rh = الرطوبة النسبية (%)

E = ارتفاع المحطة (أو الموقع) عن مستوى سطح البحر (متر)

الجدول (34) النسبة المئوية لمجموع ساعات النهار لأيام الشهر من مجموع ساعات النهار للسنة (P)

دائرة العرض	المنصف الشمالي	المنصف الجنوبي	ك2	شباط	آذار	نيسان	مايس	حزيران	تموز	أب	أيلول	ت1	ت2	ك1
			تموز	آب	أيلول	ت1	ت2	ك1	ك2	شباط	آذار	نيسان	مايس	حزيران
.60			0,15	0,20	0,26	0,32	0,38	0,41	0,40	0,34	0,28	0,22	0,17	0,13
.58			0,16	0,21	0,26	0,32	0,37	0,40	0,39	0,34	0,28	0,23	0,18	0,15
.56			0,17	0,21	0,26	0,32	0,36	0,39	0,38	0,33	0,28	0,23	0,18	0,16
.54			0,18	0,22	0,26	0,31	0,36	0,38	0,37	0,33	0,28	0,23	0,19	0,17
.52			0,19	0,22	0,27	0,31	0,35	0,37	0,36	0,33	0,28	0,24	0,20	0,17
.50			0,19	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,20	0,18
.48			0,20	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,21	0,19
.46			0,20	0,23	0,27	0,30	0,34	0,35	0,34	0,32	0,28	0,24	0,21	0,20
.44			0,21	0,24	0,27	0,30	0,33	0,35	0,34	0,31	0,28	0,25	0,22	0,20
.42			0,21	0,24	0,27	0,30	0,33	0,34	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
.40			0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34	0,32	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
.35			0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,32	0,30	0,28	0,25	0,23	0,22
.30			0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,31	0,30	0,28	0,26	0,24	0,23
.25			0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24
.20			0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25

0,25	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26	،15
0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,27	0,26	،10
0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	،5
0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	صفر

Doorenbos, J. and Pruitt, W.O, Guidelines for Predicting Crop Water Requirement, FAO, Irrigation and Drainage Paper.No.24, Rome,1977,p.6

أما الصيغة الثانية لمعادلة خروفه فهي تعديل لبعض المعادلات العالمية وهي ملائمة لأحوال العراق المناخية وهي كالآتي⁽³⁹⁾:

$$ET_o = (P \div 3)C^{1.31}$$

حيث إن :

$$ET_o = \text{التبخر نتح الكامن (ملم)}$$

$$P = \text{النسبة المئوية لعدد ساعات النهار الشهرية إلى عددها السنوي راجع الجدول (15).}$$

$$C = \text{معدل درجة الحرارة (م°)}$$

10- معادلة دافيدوف :

قام العالم الروسي دافيدوف باحتساب قيمة التبخر نتح من أحواض الأنهار من خلال المعادلة الآتية⁽⁴⁰⁾:

$$E = 15 d 0.8 (1 + 0.125 w)$$

حيث إن :

$$E = \text{التبخر الشهري (ملم)}$$

$$d = \text{عجز الرطوبة Humidity Deficit (ملم)}$$

$$w = \text{متوسط سرعة الرياح (م / ثا)}$$

وقد طوّرت هذه المعادلة لتصبح بالشكل الآتي :

$$E = d (15 + 3w)$$

11- معادلة علي الوائلي :

لقد قام الباحث علي عبد الزهرة كاظم الوائلي بقراءة الكثير من البحوث والكتب المناخية والهيدرولوجية ، وخاصةً تلك التي تناولت دراسات الأقاليم المناخية والتبخّر (وباستخدام عناصر مناخ مختلفة ومحددة) ومنها تصنيف أستاذنا الكبير الأستاذ الدكتور فاضل باقر الحسيني الذي استخدم الإشعاع كأساس لتصنيفه ومعادلتنا أستاذنا الكبير الأستاذ الدكتور نجيب خروفه (واللذان تم ذكرهما في هذا الكتاب) ، وقد توصل الباحث إلى معادلة لقياس التبخّر من المسطحات المائية بعد أن تم تطبيقها على بيانات المحطات المناخية العراقية وبعض محطات المناخ العالمية لـ (159) محطة مناخية وقد تم التطبيق لأكثر من (1000) مرة، مع استخدام سوفت وير (Software) وبرنامج الأكسل (Excel) وخرجت نتيجة هذه التطبيقات بصيغة المعادلة الآتية :

$$ET_o = (3 (T)^{1.19} * P) \div R$$

حيث إن :

$$T = \text{درجة الحرارة (م°)}$$

$P =$ النسبة المئوية لعدد ساعات النهار الشهرية إلى عددها السنوي راجع الجدول (15).

$$R = \text{المجموع السنوي أو الشهري للمطر (ملم)}$$

وقد وضع للمعادلة سلماً يتمثل بجدول (35) لبيان قيمة نتيجة المعادلة .

الجدول (35) قيم التبخّر ووصف المنطقة حسب معادلة الباحث

وصف المنطقة	قيم التبخّر	ت
رطوبة	أقل من صفر	1
شبه رطوبة	5 – 1	2
شبه جافة	20 – 6	3
جافة (صحراوي)	أكثر من 20	4

المصدر : بالإعتماد على التطبيقات على بيانات محطات مناخية عراقية وعالمية ، 2012 .

ومن اجل مساعدة الباحث في علم الهيدرولوجي والذي يروم استخراج الموازنة المائية لمنطقة دراسته لابد له من أن يطبق ما يأتي :

1- القيمة الفعلية للأمطار = معامل المطر الفعال * كمية التساقط

2- الموازنة المائية = الأمطار الفعالة – (التبخر نتح الكامن)

ثالثاً : حساب الموازنة المائية

هي تعبير عن العلاقة بين كمية التساقط المطري والتبخر نتح ، فعندما يكون مقدار التساقط أكثر من مقدار التبخر نتح يكون هناك فائض مائي ، وعلى عكس ذلك عندما يكون التساقط اقل من التبخر نتح ينتج عنه عجزاً مائياً⁽¹²⁾، ويعبر عن الموازنة المائية بالعلاقة بين كمية التساقط أي (الإيرادات) ومقدار الضائعات المائية التي يعتمد في حسابها على مقدار التبخر نتح مع الأخذ بنظر الاعتبار العوامل المؤثرة فيها⁽¹³⁾، أو هي حساب كميات الأمطار الساقطة على المنطقة (المراد دراستها) بوصفها وارد من جهة وبين مختلف أشكال التحول والتوزيع التي تسلكها هذه المياه من جريان وتبخر وتشبع وتسرب بوصفها ضائعات⁽¹⁴⁾.

ويتأثر مقدار الضياع المائي بعوامل عديدة أهمها الاختلاف في قوام التربة الذي يحدد السعة الحقلية (التي تعني الحد الأقصى من الرطوبة التي تستطيع التربة الاحتفاظ بها عندما تكون مشبعة بالماء⁽¹⁵⁾ لها، إذ إن السعة الحقلية للتربة الثقيلة اكبر من السعة الكلية للتربة الخفيفة وبالتالي فإن ارتفاع نسبة الرمل في التربة ينقص سعتها الحقلية نقصاً كبيراً⁽¹⁶⁾، ولا يتوقف حجم الضائعات المائية على التربة ونوعيتها فقط بل يتعدى ذلك إلى سعة المسطح المائي وطول ساعات النهار وتأثير الارتفاع في درجات الحرارة وسرعة الرياح واتجاهها إذ إن عملية التبخر تبقى مستمرة طالما إن الهواء لم يصل إلى درجة التشبع⁽¹⁷⁾، فضلاً عن باقي العوامل التي من شأنها ضياع اكبر قدر ممكن من المياه التي تدخل في حساب الضائعات المائية ، وبناء على ما تقدم فإن الموازنة المائية تعني الفرق بين مجموع كمية الأمطار الساقطة على منطقة ما وما تفقده تلك المنطقة من مياه عن طريق التبخر نتح ، وهذا يعتمد على متغيرين أو قيمتين هما الأمطار الفعالة والتبخر نتح .

ونظراً لأهمية العلاقة بين المحتوى الرطوبي للتربة والتبخر نتح فقد تناولت هذا الموضوع دراسات وأبحاث كثيرة ، يمكن إجمال أهم الآراء التي وضحت هذه العلاقة بما يأتي :

أ- رأي قدمه كل من (فيمر Veihmeyer وهندركسون Hendircson) وأكدوا فيه إن التبخر نتج الحقيقي يبقى مساوياً لقيم التبخر نتج الممكن حتى تصل رطوبة التربة حداً متدنياً يقترب من نقطة الذبول الدائمة⁽¹⁸⁾.

ب- رأي جاء به كل من (سميث Smith وثورنثويت Thornthwait وماذر Mather) وقد أكدوا على إن العلاقة بين التبخر نتج الحقيقي ورطوبة التربة هي علاقة خطية مستقيمة ، أي إن العلاقة بينهما طردية فكلما زاد محتوى رطوبة التربة ازدادت معها قيم التبخر نتج الحقيقي والعكس صحيح⁽¹⁹⁾.

ج- ورأي جاء به كل من (بنمان Penman وبيرس Pierecc ومارليت Marlatt وهولمز وروبرتسون & Robertson) إذ أكدوا في دراسة في هذا المجال إن العلاقة بين التبخر نتج الحقيقي ومحتوى رطوبة التربة هي علاقة أسية أي إن قيم التبخر نتج الحقيقي مساوية لقيم التبخر نتج الكامن ما دام محتوى رطوبة التربة فوق السعة الحقلية⁽²⁰⁾.

وبمعنى آخر إذا كانت هناك منطقة صحراوية ذات نباتات متناثرة جداً وتكون معدلات درجات الحرارة فيها مرتفعة صيفاً وتعاني من جفاف مطلق في الشتاء فإن في مثل هذه الظروف تكون قيمة التبخر نتج الممكن عالية جداً بينما قيمة التبخر نتج الحقيقي واطئة جداً ، أما إذا تم إمداد هذه المنطقة بالماء بحيث تصل التربة إلى درجة التشبع فنجد حينها إن كمية التبخر نتج الحقيقي ترتفع لتصل إلى قيمة التبخر نتج الممكن إلى أن تستنفذ رطوبة التربة بكاملها ليتوقف عندها التبخر⁽²¹⁾.

وتمثل الموازنة المائية بالمعادلة الآتية⁽²²⁾:

$$در = ط - ت - ج$$

حيث إن :

در = رطوبة (التربة) الموقع

ط = كمية الأمطار (ملم)

ت = معدل التبخر نتج (ملم)

ج = الجريان المائي السطحي (ملم)

كما تكتب معادلة التوازن المائي بصيغ أخرى هي⁽²³⁾:

1- الصيغة الأولى :

$$P = E + D + R + u$$

حيث إن :

P = كمية الأمطار السنوية (ملم)

E = معدل التبخر (ملم)

D = الجريان المائي السطحي (ملم)

R = كمية المياه المخزونة في التربة مؤقتاً

U = كمية المياه المستعملة.

2- الصيغة الثانية :

$$E = I - P - O - og + \Delta s + F$$

حيث إن :

I = كمية المياه المضافة

O = المفقود منها أو المستعمل

Δs = الكمية المخزونة منها في التربة والمياه الجوفية

og = التسرب

F = المياه المحفوظة في المنطقة على شكل ثلج أو جليد

3- الصيغة الثالثة :

$$P + I + D = E + g + AF$$

حيث إن :

P = كمية التساقط (ملم)

E = التبخر أو التبخر نتح (ملم)

D = ترسيب الندى (ملم)

=I الماء المجهز بوساطة الري

= g خزين رطوبة التربة

=AF فقدان الماء من خلال شبكة تفرغ الماء

4- الصيغة الرابعة :

$$P - PE = \pm$$

حيث إن :

P = كمية التساقط (ملم)

E = التبخر أو التبخر نتح (ملم)

\pm = إشارة الموجب تعني وجود فائض مائي ، في حين تعني إشارة السالب وجود عجز مائي^(*).

رابعاً : حساب القيمة الفعلية للأمطار

إن أهم طرق حساب القيمة الفعلية للأمطار هي الطرق التي تكون أكثر استخداماً في حساب التبخر لإستخراج الموازنة المائية في الأحواض والمناطق المختلفة ومنها :

1- طريقة لانج Lang :- وضع لانج معامل المطر (Rain Factor) المستخرج عن طريق العلاقة بين درجة الحرارة (م) والأمطار (ملم) وعن طريق المعادلة الآتية⁽²⁴⁾:

$$F = N \div T$$

F = معامل المطر

N = الأمطار الساقطة (ملم)

T = معدل درجة الحرارة (م)

وقد وضع لانج جدولاً يحدد فيه صفة المناخ حسب تطبيق المعادلة وكما في الجدول (36) :

الجدول (36) أقسام معامل المطر حسب طريقة لانج

معامل المطر	صفة المنطقة
صفر – 10	شديدة الجفاف
10 – 40	جافة
40 – 160	شبه رطبة
أكثر من 160	رطبة

المصدر: عادل سعيد الراوي ، قصي عبد المجيد السامرائي ، المناخ التطبيقي ، مصدر سابق ، ص 115.

2- طريقة شرف Sharaaf : اقترح شرف عام 1951 في دراسة لمعامل المطر الفعال بضمها معادلتى (كوبن ودي مارتون) ، معادلة أطلق عليها تسمية متوسط المعادلات وهي بالصيغة الآتية⁽²⁵⁾:

$$E = P \div (T + 9)$$

حيث إن :

E = معامل المطر الفعال

P = كمية الأمطار السنوية (ملم)

T = المعدل السنوي لدرجات الحرارة (م°)

3- طريقة دي مارتون De Martone : صاغ دي مارتون معامل الجفاف عام 1926 من خلال العلاقة بين الأمطار (ملم) والمعدل السنوي لدرجة الحرارة (م°) وفقاً للمعادلة الآتية⁽²⁶⁾:

$$I = N \div (T + 10)$$

حيث إن :

I = معامل الجفاف

N = مجموع التساقط المطري (ملم)

T = معدل درجة الحرارة السنوي (م)

وبناءً على نتائج هذه المعادلة قسم العالم دي مارتون العالم إلى خمسة مناطق انظر الجدول (37) ، إضافةً مناطق الغطاء النباتي وحسب معامل الجفاف لنتيجة المعادلة وقد تم اقتصار المعلومات في الجدول على وصف المناطق حسب نتائج معادلة معامل الجفاف للحاجة إلى ذلك أكثر من باقي المعلومات عند التطبيق لاستخراج الموازنة المائية للأحواض النهرية والمسطحات المائية.

الجدول (37) معامل الجفاف حسب نتائج معادلة دي مارتون

معامل الجفاف	صفة المنطقة
أقل من 5	جافة
5 – 9,9	شبه جافة
10 – 19,9	شبه رطبة
20 – 29,9	رطبة
30 أو أكثر	رطبة جداً

المصدر: سلام هاتف احمد الجبوري ، أساسيات في علم المناخ الزراعي ، مصدر سابق ، ص 181.

4- طريقة سلخوزبروم Selkozprom : درست شركة سلخوزبروم الموارد المائية والتساقط في العراق ، وقد توصلت إلى تقسيم العراق إلى عدة أقاليم مناخية ، ثم حددت لكل إقليم معامل مطري خاص به ، وقد تضمنت ذلك في جدولاً يمثل المعامل المطري لأكثر المحطات المناخية في العراق ، وقد قمنا باقتطاع ثلاث محطات مناخية عراقية موزعة على أقاليم العراق (الشمال والوسط والجنوب) ممثلةً بالموصل وبغداد والبصرة وفقاً لنتائج عمل شركة سلخوزبروم كما في الجدول (38).

الجدول (38) معامل المطر الفعال (ملم) لمحطات مناخية مختارة من العراق وفق شركة

سلخوزبروم الروسية .

المعطيات	ك2	شباط	آذار	نيسان	مايس	حزيران	تموز	آب	أيلول	ت1	ت2	ك1	المجموع السنوي
الموصل	0,55	0,60	0,60	0,65	0,75	-	-	-	-	0,70	0,65	0,60	5,1
بغداد	0,65	0,65	0,75	0,75	0,80	-	-	-	-	0,70	0,70	0,65	5,7
البصرة	0,65	0,75	0,75	0,80	0,80	-	-	-	-	0,70	0,70	0,65	5,8

المصدر :

- SSRV/o Selkopro export, General Scheme of Water Resources and Land Development in Iraq, Ministry of Irrigation, volume III, Book1, 1982, P.33.

ويمكن أن تمثل كل محطة من هذه المحطات الجزء الذي تقع فيه فيمكن أن تمثل محطة البصرة محطات الناصرية والعمارة وهكذا .

5- معامل جفاف كابوت ري Capot Rey : تمكن العالم الفرنسي كابوت ري من تحديد معامل الجفاف من خلال دراسته لمحطات مناخية منتشرة في أفريقيا وتحديداً في الصحراء الكبرى ، إذ تمكن من الوصول إلى تحديد القيمة الفعلية للأمطار وذلك وفق المعادلة الآتية⁽²⁷⁾:

$$I = 100 (P \div E) + (12[pm \div e])$$

حيث إن :

I = القيمة الفعلية للأمطار

P = المجموع السنوي للمطر (ملم)

E = التبخر السنوي (ملم)

pm = كمية المطر لأغزر الشهور مطراً (ملم)

e = التبخر من أغزر الشهور مطراً (ملم)

هوامش الفصل :

- 1- صباح محمود الراوي ، عدنان هزاع ألبياتي ، أسس علم المناخ ، الطبعة الثانية ، دار الكتب للطباعة والنشر – جامعة الموصل ، الموصل ، 2001 ، ص 231.
- 2- محمود حسان عبد العزيز ، أساسيات الهيدرولوجي ، عمادة شؤون المكتبات – جامعة الملك سعود ، الرياض ، 1982 ، ص 38 – 37 .
- 3- نعمان شحادة ، علم المناخ ، الطبعة الثانية ، مطبعة النور النموذجية ، عمان ، 1983 ، ص 206 .
- 4- صباح محمود الراوي ، عدنان هزاع ألبياتي ، مصدر سابق ، ص 232.
- 5- حسن أبو سمور ، حامد الخطيب ، مصدر سابق ، ص 78.
- 6- صادق جعفر الصراف ، مبادئ علم البيئة والمناخ ، مطبعة جامعة الموصل ، الموصل ، 1980 ، ص 164.
- 7- محمود حسان عبد العزيز ، أساسيات الهيدرولوجي ، مصدر سابق ، ص 40.
- 8- شاهر جمال آغا ، علم المناخ والمياه ، الجزء الثاني ، مطبعة الإحسان ، دمشق ، 1987 ، ص 37.
- 9- فاضل ، مهدي الصحاف ، أساسيات علم المناخ التطبيقي ، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي ، جامعة بغداد ، دار الحكمة ، بغداد ، 1990 ، ص 55.
- 10- فاضل باقر الحسيني ، مهدي محمد الصحاف ، مصدر سابق ، ص 57.
- 11- حسن أبو سمور ، حامد الخطيب ، مصدر سابق ، ص 92 – 93 .
- 12- عادل سعيد الراوي ، قصي عبد المجيد السامرائي ، المناخ التطبيقي ، الطبعة الأولى ، مطابع جامعة بغداد ، بغداد ، 1990 ، ص 223.
- 13- محمد جعفر السامرائي ، مشاريع الري والبزل الحديثة في محافظات ميسان وذي قار والبصرة – دراسة في جغرافية الموارد المائية ، أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى كلية الآداب بجامعة بغداد ، 1999 ، ص 225.
- 14- عدنان عودة فليح الطائي ، هيدرو مناخية حوض نهر الفرات وأثرها في تحديد الوارد المائي للعراق ، أطروحة دكتوراه مقدمة إلى كلية التربية ابن رشد بجامعة بغداد ، 2012 ، ص 225.
- 15- نعمان شحادة ، التوازن المائي لتربة الأردن ، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية ، المجلد الثاني عشر ، مطبعة العاني ، بغداد ، 1981 ، ص 60.
- 16- عدنان عودة فليح الطائي ، مصدر سابق ، ص 226.

- 17- عبد العزيز طريح شرف ، الجغرافية المناخية والنباتية ، الطبعة الأولى ، دار الجامعات المصرية ، القاهرة ، 1985 ، ص 172.
- 18- علي صاحب الموسوي ، العلاقة المكانية بين الخصائص المناخية في العراق واختيار اسلوب وطريقة الري المناسبة ، أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى كلية الآداب بجامعة بغداد ، 1996 ، 205.
- 19- عبد الرزاق خيون خضير ، الموازنة المائية المناخية في العراق وأثرها في الاحتياجات المائية لمحصولي القمح والشعير في إقليم المناخ الجاف ، أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى كلية الآداب بجامعة البصرة ، 2008 ، ص 92.
- 20- نعمان شحادة ، التوازن المائي للتربة في الأردن ، مصدر سابق ، ص 64 – 65.
- 21- علي حسن موسى ، المناخ والأرصاد الجوية ، مصدر سابق ، ص 396.
- 22- سلام هاتف احمد الجبوري ، أساسيات في علم المناخ الزراعي ، الطبعة الأولى ، مكتب أبو غيداء ، بغداد ، 2012 ، ص 195.
- 23- فاضل باقر الحسيني ، مهدي محمد الصحاف ، أساسيات علم التطبيق ، مصدر سابق ، ص 91.
- (*) في أحوال العراق وفي الدراسات التي لا يتسنى للباحث الحصول على بيانات التساقط يستعاض عنها ببيانات المطر لانه الشكل السائد من أشكال التساقط في اغلب محطات العراق المناخية .
- 24- سلام هاتف احمد الجبوري ، مصدر سابق ، ص 179.
- 25- سلام هاتف احمد الجبوري ، الموازنة المائية المناخية لمحطات الموصل ، بغداد والبصرة ، أطروحة دكتوراه (غير منشورة) مقدمة إلى كلية التربية ابن رشد بجامعة بغداد ، 2005 ، ص 176.
- 26- صادق جعفر الصراف ، علم البيئة والمناخ ، دار الكتب للطباعة والنشر ، الموصل ، 1980 ، 174.
- 27- سلام هاتف احمد الجبوري ، أساسيات في علم المناخ الزراعي ، مصدر سابق ، ص 184.
- 28- فاضل الباقر الحسيني ، مهدي محمد الصحاف ، أساسيات علم المناخ التطبيقي ، مصدر سابق ، ص 89.
- 29- سلام هاتف احمد الجبوري ، أساسيات في علم المناخ الزراعي ، مصدر سابق ، ص 143.
- 30- عادل سعيد الراوي ، قصي عبد المجيد السامرائي ، المناخ التطبيقي ، مصدر سابق ، ص 105.
- 31- علي سالم الشواورة ، جغرافية علم المناخ والطقس ، دار المسيرة للنشر والتوزيع والطباعة ، عمان ، 2012 ، ص 129 – 130 .

- 32- علي العنانزة ، الموارد المائية بناءً على معدلات الأمطار وكميات التبخر والنتح المحتملة في حوض وادي الكرك ، مجلة مؤتة للبحوث والدراسات ، المجلد 11 ، العدد 5 ، 1996 ، ص 162.
- 33- قصي عبد المجيد السامرائي ، عبد مخور الريحاني ، جغرافية الأراضي الجافة ، دار الحكمة ، بغداد ، 1990 ، ص 78 – 80 .
- 34- ليث خليل إسماعيل ، الري والبزل ، دار الكتب للطباعة والنشر بجامعة الموصل ، الموصل ، 1988 ، ص 155 – 156 .
- 35- سلام هاتف احمد الجبوري ، الموازنة المائية المناخية لمحطات الموصل ، بغداد والبصرة ، مصدر سابق ، ص 165 .
- 36- أنطوان أبو خالد ، قاسم الحسني ، تقييم المعدلات المناخية في احتساب التبخر والتبخر نتح تحت ظروف وسط العراق الجافة ، ترجمة طارق الحران ، المشروع الإقليمي لاستخدامات الأراضي والمياه للشرق الأدنى وشمال أفريقيا ، المؤسسة العامة لاستصلاح الأراضي ، المنشأة العامة للتصاميم والبحوث ، بغداد ، 1982 ، ص 13 .
- 37- سلام هاتف احمد الجبوري ، الموازنة المائية المناخية لمحطات الموصل ، بغداد والبصرة ، مصدر سابق ، ص 166 – 168 .
- 38- Kharrufa, N.S.. Simplified for Evaporation in arid Region, Beitrage zur, Hydrologre, 1985,p.43.
- 39- Kharrufa, N.S.. and Alkawaz Ismail. H., Studies on Crons Consumptive use of water in Iraq, Bagdad, 1978,pp.12 – 18.
- 40- علي عبد الزهرة كاظم الوائلي ، علم الهيدرولوجي والمورفومتري ، مطبعة احمد الدباغ ، بغداد ، 2012 ، ص 151 .

مصادر الكتاب

أولاً: المصادر العربية

1. أحمد عبد السميع طيبة، مبادئ الإحصاء، الطبعة الأولى، دار البداية للنشر والتوزيع، عمان، الأردن، 2008.
2. أحمد عبد الرزاق خيون خضير، الموازنة المائية المناخية في العراق وأثرها في الاحتياجات المائية لمحصولي القمح والشعير في إقليم المناخ الجاف، أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى كلية الآداب بجامعة البصرة، 2008.
3. أحمد شفيق الخطيب، معجم المصطلحات العلمية والفنية والهندسية الجديد: إنجليزي - عربي موضح بالرسوم، بيروت، 2018.
4. أنطوان أبو خالد وقاسم الحسني، تقييم المعدلات المناخية في احتساب التبخر والتبخر نتج تحت ظروف وسط العراق الجافة، ترجمة طارق الحران، المشروع الإقليمي لاستخدامات الأراضي والمياه للشرق الأدنى وشمال أفريقيا، 1982.
5. بشار فؤاد عباس معروف، الأشكال الأرضية لحوض وادي أبو حضير في بادية السلطان جنوب غرب العراق، أطروحة دكتوراه غير منشورة، كلية التربية للبنات، جامعة الكوفة، 2015.
6. بشائر عبد الرحمن الدليهي، دراسة العواصف الغبارية في العراق، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية العلوم، الجامعة المستنصرية، 1986.
7. خديجة عبد الزهرة ناصر وأحمد جاسم الحسان، استخدام نماذج بوكس-جينكز للتنبؤ بكميات الإشعاع الشمسي في العراق، مجلة البحوث الجغرافية، العدد 18.
8. خميس دحام مصلىح السهباني، المناخ الحيوي البشري، الطبعة الأولى، مكتبة دجلة للطباعة والنشر والتوزيع، بغداد، 2021.
9. راضية عبد الله جاسم، تحديد ظاهرة الجفاف في إقليم كردستان العراق، رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة صلاح الدين، 2012.
10. رهاد عماد صليوة وظافر رمضان مطر، مقارنة أداء التنبؤ بين بعض الشبكات العصبية الاصطناعية ومنهجية (بوكس-جينكز) مع التطبيق، المجلة العراقية للعلوم الإحصائية، العدد 28، 2019.

11. رسول رمضان عتاب، حساب وتحليل كمية الإشعاع الشمسي الكلي الساقط على السطح الأفقي لمدينة الناصرية، مجلة علوم ذي قار، المجلد (2)، العدد (1)، 2010.
12. زاخار دى، تعرية التربة، ترجمة نبيل إبراهيم الطيف، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، جامعة بغداد، 1990.
13. سلام هاتف أحمد الجبوري، علم المناخ التفصيلي، الطبعة الأولى، مكتبة دليبر للطباعة والنشر، بغداد، 2021.
14. سلام هاتف أحمد الجبوري، علم المناخ المحلي، الطبعة الأولى، مكتب دليبر للطباعة والنشر، بغداد، 2024.
15. عبد الجليل عبد الوهاب عبد الرزاق، الإحصاء الجغرافي والسكاني، مطبعة العالمية للطباعة والنشر، السماوة، 2021.
16. عبد الله أبو زخم وآخرون، المناخ والأرصاد الجوية (الجزء العملي)، منشورات جامعة دمشق، كلية الزراعة، 2014.
17. عبد الرزاق محمد البطيحي، طرائق البحث الجغرافي، دار الكتب، جامعة الموصل، 1988.
18. عبد العزيز محمد حبيب، طاقة الرياح في العراق، دراسة في جغرافية الطاقة، مجلة الجمعية الجغرافية العراقية، العدد 49، 1999.
19. عبد الله أبو زخم وآخرون، المناخ والإرصاد الجوية، منشورات جامعة دمشق، 2014.
20. عبد الله أبو زخم، علم المناخ والإرصاد الجوية، دمشق، 2014.
21. عبد الله أبو زخم، علم المناخ والأرصاد الجوية، منشورات جامعة دمشق، كلية الزراعة، 2014.
22. عبد الله أبو زخم، علم المناخ والتحليل الجغرافي، عمان، 2014.
23. عبد الله أبو زخم، علم المناخ التطبيقي، دمشق، 2014.
24. علي حسن موسى، علم المناخ التحليلي، الطبعة الأولى، مكتبة المجتمع العربي للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2017.
25. علي حسن موسى، المناخ الحيوي، ط1، نينوى للدراسات والنشر والتوزيع، دمشق، 2002.

26. علي صاحب طالب الموسوي، جغرافية الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، دار الضيافة للطباعة والتصميم، النجف الأشرف، 2009.
27. علي عبد الزهرة الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، الطبعة الثانية، مطبعة أحمد الدباغ، بغداد، 2005.
28. علي عبد الزهرة الوائلي، علم الهيدرولوجي والمورفومتري، مطبعة أحمد الدباغ، بغداد، 2012.
29. علي عبد الزهرة الوائلي، ظواهر مناخية لافتة، مطبعة أحمد الدباغ، بغداد، 2011.
30. علي عبد الزهرة الوائلي، أسس ومبادئ في علم الطقس والمناخ، مطبعة دلير، بغداد، 2018.
31. قصي عبد المجيد السامرائي، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري للطباعة والنشر والتوزيع، عمان، 2008.
32. لطيفة عبد الله، التنبؤ بدرجات الحرارة العظمى لمحافظة دهوك لسنة 2011 باستخدام نموذج ARIMA، مجلة كلية التربية الأساسية، جامعة المستنصرية، 2012.
33. محمود عبد الوهاب وفراج الوهيدي، مبادئ البصريات الطبيعية والصوتيات والحرارة، كلية العلوم، جامعة الإسكندرية، 1979.
34. محمد عبد الله الجرش، الأساليب الكمية في الجغرافية، الدراسات السعودية للنشر والتوزيع، جدة، 2004.
35. محمد إبراهيم محمد شرف، خرائط الطقس والمناخ، دار المعرفة الجامعية للطباعة والنشر والتوزيع، الإسكندرية، 2004.
36. نبيل شهيد، حساب الإشعاع الشمسي الساعي بمساعدة الحاسوب، مجلة الطاقة والحياة، العدد 23، 2006.
37. يواكيم ويدن ويواكيم منغامر، نظرية الإشعاع الشمسي، ترجمة خلف الله عمر قاسم، السويد، 2021.

ثانياً : المصادر الإنكليزية

- .1Arun Mondal, Sananda Kundu, Anirban Mukhopadhyay, "Rainfall Trend Analysis by Mann-Kendall Test: A Case Study of North-Eastern Part of Cuttack District, Orissa," Department of Water Resources Development & Management, Indian Institute of Technology, Roorkee, India College of Oceanographic Studies, Jadavpur University, Kolkata Author for Correspondence, 2012.
- .2Auliciems A and Szokolay S. V, *Thermal Comfort*, 2nd Revised Edition, Brisbane, 2007, p.22.
- .3Auliciems and Szokolay, *Thermal Comfort*, 2007.
- .4Barry, R. G., and Chorley, R. J., *Atmosphere – Weather and Climate*, Methuen, London, 1969.
- .5Battan, C.L., *Weather in Your Life*, Fransisco, 1983.
- .6Bettina Weber, Burkhard Büdelm, Jayne Belnap (Editors), *Biological Soil Crusts: An Organizing Principle in Drylands*, Ecological Studies, Springer International Publishing, 2016.
- .7Blazejczyk, K., Jendritzky, G., Brode, P., Fiala, D., Havenith, G., Epstein, Y., Psikuta, A., and Kampmann, B., *An Introduction to the Universal Thermal Climate Index (UTCI)*, *Geographia Polonica*, Vol.86.Iss.1, 2013.
- .8Brain Moss, *Ecology of Fresh Waters: Man & Medium, Past to Future*, Third Edition, Cambridge University Press, London, 1998.
- .9Brockhaus Enzyklopädie, Rudolf Julius Emanuel Clausius, QID: Q237227.
- .10Chepil, W. S., F. H. Siddoway, and D. V. Armbrust, "Climatic Factor for Estimating Wind Erodibility of Fram Fields," *Journal of Soil and Water Conservation*, 17, 1962.
- .11Critchfield, H.J., *General Climatology*, Prentice-Hall of India, New Delhi, 2nd Edition, 1968.

- .12D. Yogi Goswami, **Principles of Solar Engineering**, CRC Press, New York, 2015.
- .13Duffie, J.A., and Beckman, W.A., **Solar Engineering of Thermal Processes**, John Wiley & Sons, New York, 1980.
- .14Francisco J. Diez, Andrés Martínez-Rodríguez, Luis M. Navas-Gracia, et al., "Estimation of the Hourly Global Solar Irradiation on the Tilted and Oriented Plane of Photovoltaic Solar Panels Applied to Greenhouse Production," **Agronomy MDPI**, 2021.
- .15Guttman, N.B, "Accepting the Standardized Precipitation Index: A Calculation Algorithm," **Journal of the American Water Resources Association**, 1991.
- .16Howard, J., Critchfield, **General Climatology**, Prentice Hall, New Jersey, 2nd Edition, 1966.
- .17Intégrale de chemin en mécanique quantique : introduction. EDP Sciences, 2003. ISBN: 978-2-86883-660-1.
- .18ISO, **7730:2005, Ergonomics of the Thermal Environment Analytical Determination and Interpretation of Thermal Comfort Using Calculation of the PMV and PPD Indices**, International Organization for Standardization, Geneva.
- .19Jean-Marc Richard, **Notes de Physique Statistique**, Version 2.4, 2007–08.
- .20Joakim Widen and Joakim Munkhammar, **Solar Radiation Theory**, Uppsala University, Sweden, 2021.
- .21Kambezidis, H.D., **Comprehensive Renewable Energy, Solar Thermal Systems: Components and Applications**, Elsevier, 2012.
- .22Kharrufa, N.S., **Simplified Evaporation in Arid Region**, Beitrage zur Hydrologie, 1985.
- .23Kharrufa, N.S., and Alkawaz Ismail H., **Studies on Crons Consumptive Use of Water in Iraq**, Baghdad, 1978.
- .24Koppen and Delong, **Weather and Climate**, Mोगraw Hill Book Co., New York, 1958.

- .25Krzysztof Błażejczyk, et al., "An Introduction to the Universal Thermal Climate Index (UTCI)," **Geographia Polonica**, Volume 86, Issue 1, 2013.
- .26Landsberg, H.E., **The Assessment of Human Bioclimatic: A Limited Review of Physical Parameters**, World Meteorological Organization, 1972.
- .27Lunde, P.J., **Solar Thermal Engineering-Space Heating and Hot Water System**, John Wiley & Sons, New York, 1980.
- .28Lutgens and Tarbuck, **The Atmosphere**, Prentice Hall, New Jersey, 1979.
- .29Mather, John. R., **Climatologic Fundamentals & Applications**, McGraw-Hill, New York, 1974.
- .30Mathworld, "Porous Medium Equation and Related Models with Solutions," 2017.
- .31Morgan, P., Land Baskett, R.L., "Comfort of Man in the City: An Energy Balance Model of Man-Environment Coupling," **Biometeorology**, 1974.
- .32Parsons, K., **Human Thermal Environment: The Effects of Hot, Moderate, and Cold Environments on Human Health Comfort and Performance**, Second Edition, New York, 2003.
- .33P.R. Gowe, **Concepts in Climatology**, Longman, London, 1971.
- .34Riehl, H., **Introduction to the Atmosphere**, McGraw-Hill, New York, 1972.
- .35Robert Dautray, **Méthodes probabilistes pour les équations de la physique**, Eyrolles, 1989.
- .36Roger G. Barry and Richard J. Chorley, **Atmosphere, Weather and Climate**, 8th Edition, Routledge, London, 2003.
- .37Rodrigues, C., Mateos, J., and Garmendi, J., "Biometeorological Comfort Index," **Biometeorology**, 1985.
- .38Seleznev, V.D., "The Restrictions of the Maximum Entropy, Martyushev, L.M.; Production Principle," **Physica A: Statistical Mechanics and its Applications**, 2014.

- .39Smith, *Principles of Applied Climatology*, New York, 1975.
- .40Steadman, R.G., "A Universal Scale of Apparent Temperature," *Journal of Applied Meteorology Climatology*, Vol.23, 1984.
- .41Stringer, E.T., *Foundations of Climatology*, London, 1972.
- .42Strahler, A.N., *Physical Geography*, John Wiley & Sons, New York, 1971.
- .43Trewartha, G.T., *An Introduction to Climate*, 4th Edition, McGraw-Hill, New York, 1968.
- .44William L. Dohn, *Meteorology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1975.
- .45Yockey, Hubert P., *Information Theory, Evolution, and the Origin of Life*, Cambridge University Press, 2005.

ثالثاً : المصادر من الانترنت :

- 1- <https://ar.gvda-instrument.com/info/anemometer-calculation-formula-of-wind-speed-84017773.html>
- 2- <https://www.google.com/search?q=%D9%85%D8%B9%D8%A7%D8>
- 3- <http://k7nv.com/notebook/topics/windload.html>
- 4- http://www.aij.or.jp/jpn/symposium/2006/loads/Chapter6_com.pdf
- 5- http://richardson.eng.ua.edu/Former_Courses/DWRS_fa1/ASCE_7_05_Chapter_6.pdf
- 6- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html
- 7- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html
- 9- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html
- 10- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html
- 11- <http://k7nv.com/notebook/topics/windload.html>
- 12- http://www.engineeringtoolbox.com/drag-coefficient-d_627.html

13- <https://www.google.com/search?q>

14- <https://www.google.com/search?q>

15- https://fr.uline.ca/BL_1626/Windsock?keywords=Manche+%c3%a0+air

16- <https://www.windsockcompany.co.uk/windsocks-on-the-side-of-highways/>.

Mathematical and Statistical Methods and Approaches for Calculating Climate Elements

Professor Dr. Ali Abdul Zahra Al-Waeli

Dr. Mustafa Falah Obaid Al-Hassani

2024