جامعة الانبار
كلية التربية للعلوم الأنسانية
قسم الجغرافية

جامعة الأنبار
1987 - 1408
UNIVERSITY OF ANBAR

المناخ الاصغري

"التفصيلي"

المستوى الثالث

أ.د فراس فاضل الياتي

١٤٤١هـ

٢٠٢٠م

د. فراس غاضل السياغ
المحترم

المناخ الأحيائي

الدكتور علي حسن موسى
أستاذ المناخ بقسم الجغرافية بجامعة دمشق

. المقدمة :

تعد دراسة المناخ الأصغري «Microclimate» من أهم الدراسات المناخية وأعقدها ، نتيجة التداخل والتفاعل المتبادل ما بين المناخ العام من جهة ، وسطح الأرض بما عليه ، وما يمارسه من تأثيرات تعمل على تعديل خصائص المناخ العام ، وتمنحه صفات جديدة تكسب الجزء من الجو الأقرب إلى السطح خصائص مناخية مميزة له في تفاصيلها من جهة ثانية ؛ هي التي جعلتنا نطلق عليه اسم المناخ الأصغري ، أو المناخ التفصيلي . ولما كانت الأحوال الجوية التي تسود المجال القريب من سطح الأرض ـ المتأثرة به مباشرة ، والتي تراوح ثخانته بين بضعة مليمترات وحتى عدة أمتار ، بل وعشرات أو مئآت الأمتار أحياناً ـ ذات أهمية من الناحيتين النظرية والعملية ، فقد أصبح فرع المناخ الأصغري من أهم فروع علم المناخ للجانب التطبيقي والنفعي الذي يشغله ، وبات الاهتمام بهذا الفرع في عصرنا الحالي لا يقل عن الاهتمام بالمناخ العام . فهذا الفرع هو الذي يهتم بدراسة مناخ الطبقة الجوية الحدية القريبة من سطح الأرض ، وكذلك مناخ المزارع والغابات ، والمدن . . . وغير ذلك من البيئات التي خلقت ظروفها المحلية الخاصة بها ـ والتي للانسان دورٌ ملحوظٌ في ذلك ـ مناخاً أصغرياً متميزاً ، أصبح محط أنظار الباحثين والدارسين في معظم أنحاء العالم .

وعلى الرغم من عجز الإنسان حتى يومنا الحالي من التحكم في المناخ العام بعيداً عن سطح الأرض ، إلا أنه استطاع أن يعدل فيه جزئياً بالقرب من سطح الأرض من خلال زراعاته المتنوعة ومنشآته العمرانية والاقتصادية التي ساهمت جميعها في خلق تفاصيل مناخية جديدة مغايرة لما هي في المناطق الأخرى التي لم تطأها يد التغيير في مظاهرها العامة . ومما تجدر الإشارة إليه أن المناخ الأصغري ينساق ضمن الأحداث العامة ، والإطار العام للمناخ العام ، وتتمثل الاختلافات بينهما في التفاصيل الأصغرية التي تفرضها الظروف المحلية ؛ فالمناخ ضمن مزرعة ، أو في غابة ، أو داخل مدينة . . . الخ ، يختلف في تفاصيله عما هو الحال عليه فوق أرض جرداء ، كما تختلف سماكة طبقة المناخ الأصغري حسب طبيعة المظهر الأرضي المؤثر .

ويعد رودلف جايجر «Rudolf Geiger» من الأوائل الذين كتبوا في مجال المناخ الأصغري ، وغطوا جوانبه كافة ، وذلك في كتابه الشهير الذي نشره للمرة الأولى عام ١٩٢٧ تحت عنوان «المناخ القريب من سطح الأرض» والذي تمت ترجمته إلى عدة لغات ، وطبع عدة مرات ، منها الطبعة التي اعتمدنا عليها وهي طبعة عام ١٩٦٦ . والذي تلاه في الأهمية الكتاب الذي أصدره سوتون «O.G.Sutton» عام ١٩٥٧ تحت عنوان «علم الأرصاد الجوية الأصغري Micrometeorology . بالإضافة إلى عدد من المؤلفات التي صدرت فيما بعد والمعروض بعضها في قائمة المراجع في آخر هذا الكتاب ، وهي قليلة جداً مقارنة بما كتب في المناخ العام .

ولقد ركز المؤلف في هذا الكتاب على تسليط الضوء على أهم معطيات علم المناخ الأصغري ، مستعرضاً فيه أبرز جوانبه ومعالمه في تسعة فصول ، بقدر ما أسعفته المراجع والدراسات التي توفرت بين يديه التي تكاد تخلو المكتبة العربية منها . وما هذا الكتاب الوجيز سوى محاولة أولية للكتابة في موضوع راود ذهن المؤلف منذ عدة سنوات ، أملاً أن يكون قد قدم من خلاله مادة علمية مفيدة ، ومنهجاً لمن يرغب البحث والمتابعة في هذا المجال .

وفي الختام لا يسع المؤلف إلا أن يتقدم بالشكر إلى : الدكتور عادل عبد السلام الأستاذ في قسم الجغرافية بجامعة دمشق الذي قام بمراجعة أصول الكتاب مراجعة علمية كان لها الفضل في إخراج الكتاب بصورته الحالية . والدكتور محمد فائد حاج حسن المدرس في قسم الجغرافية بجامعة دمشق أيضاً ، لما قدمه من معلومات خاصة بالفصل السادس من هذا الكتاب ، ولمساعدته المؤلف في إجراء القياسات المناخية في كهف كفربهم الكارستي . وكذلك الشكر إلى مدرس اللغة العربية عادل ديوب لمراجعته الكتاب لغوياً .

المؤلف

د . علي حسن موسى

الفصل الأول

نواظم المناخ الأصغري

ـ مفهوم علم المناخ الأصغري « Microclimatology »:

إن سطح الأرض بما عليه من منشآت عمرانية سكنية وغير سكنية ، وبما ينبت عليه من نباتات تغطيه بدرجة أو بأخرى ، وبما يتصف به من اختلاف في درجة تضرسه ، وفي خشونته ينعكس كله على خصائص المناخ القريب من سطح الأرض ، بحيث تخلق تلك المظاهر المتنوعة تباينات مناخية أصغرية فيما بينها رغم خضوعها إلى نمط واحد من المناخ العام (Macroclimate) . ويتعدى الأمر ذلك إلى تمايز في المناخ ضمن المنطقة الواحدة التي تغطيها نباتات مختلفة الكثافة والنوع أو متباينة الارتفاع والعمر . كما يتباين المناخ القريب من سطح الأرض الأجرد ، حسب درجة خشونة السطح ؛ فالسطح الأكثر خشونة ذو تأثير أكبر على المناخ العام ، وفعالية أعمق في الجو ، مما يجعل سماكة طبقة المناخ الأصغري أكبر فوق السطوح الخشنة من تلك الملساء ، وفوق اليابس أكبر مما فوق الماء ـ لكون اليابس أكثر خشونة من الماء ـ . وضمن المنطقة العمرانية ذاتها المختلفة في درجة كثافة الأبنية فيها ، وفي ارتفاعها ، وعرض شوارعها وامتدادها ودرجة استقامتها ، وحتى نوعية المادة البنائية المستخدمة ، ومدى وجود الحدائق والبرك . . . وغير ذلك ، فإن المناخ الأصغري متباين ، وسماكة الطبقة الحدية متباينة .

إن الأحوال الجوية السائدة في الطبقة القريبة من سطح الأرض التي لا تتعدى سماكتها عموماً بضعة أمتار من سطح التربة - وإن كانت تصل في بعض الحالات إلى بضعة مئآت الأمتار - ، وتلك السائدة ضمن المجال النباتي وفوق امتداده ، وضمن المنشآت العمرانية وفوق سقفها . . . الخ ، هي من نتاج التأثير المباشر لسطح الأرض وما عليه من منشآت ومزروعات . . . وغيرها ، على المناخ العام الذي يترتب عليه نشوء مناخ معين يعرف بالمناخ الأصغري ، أو المناخ المجهري ، أو المناخ التفصيلي (Microclimate) .

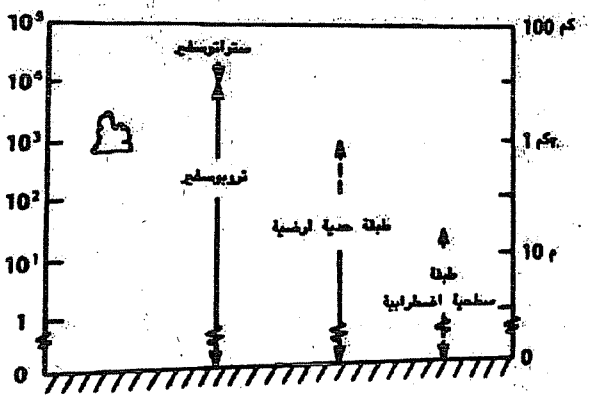
إن المناخ الأصغري لا يقف عند حد الطبقة الجوية الدنيا المتاثرة بسطح الأرض فحسب ، بل يتعدى ذلك إلى أي مناخ محلي أحدثه الإنسان من خلال تعديلاته التي قام بها لسطح الأرض ، سواء كان ذلك التعديل متمثلاً في المنشآت العمرانية وما ترتب عليها من مناخ متميز في مجالاتها وضمن وحداتها المكونة لها (الغرفة . . . وغير ذلك) ، أم كان متمثلاً في بعض المظاهر المستجدة على سطح الأرض بفعل الإنسان كالأنفاق ، ومصدات الرياح ، والبحيرات الاصطناعية ، والقنوات المائية . . . الخ . ليتعدى الأمر إلى بعض البيئات الطبيعية والصناعية المغلقة وشبه المغلقة كالكهوف والمغاور من جهة ، والوحدات العمرانية ، ووسائط النقل . . وغير ذلك من جهة أخرى .

فالمناخ الأصغري إذاً ، هو ذلك المناخ المتمثل في الجزء القريب من سطح الأرض ، والقريب من النبات المزروع - أو الطبيعي غير المزروع (النبيت) - ، والموجودضمن التجمعات النباتية والمنشآت العمرانية . . . وغير ذلك . وعلى الرغم من أنه يمثل مناخاً متميزاً ، إلا أنه يبقى مرتبطاً بالمناخ العام السائد ؛ فخصائصه العامة يستمدها من المناخ العام السائد ، أما تفاصيله الدقيقة فيتحكم فيها تأثير سطح الأرض على المناخ العام . والقول ، إن المناخ الأصغري تخلقه الظروف الأرضية السائدة يجعل المجال الشاقولي لسيادته محدوداً . فسطح الأرض يشكل المصدر الأساسي لحرارة الهواء القريب منه ورطوبته ؛ فالإشعاع الأرضي له الدور الأكبر في تسخين الهواء التروبوسفيري الذي يعلو سطح الأرض ، مبتدئاً بطبقة

الهواء التي تلامس التربة مباشرة التي تشكل المجال الرئيسي لدراسة المناخ الأصغري . ويؤثر شكل سطح الأرض وطبيعته على كمية الرطوبة وحركة الهواء . . . وغير ذلك من عناصر المناخ .

ـ مجال المناخ الأصغري .

المناخ الأصغري هو نتاج التفاعل بين الجو وسطح الأرض . ويتحدد تأثير سطح الأرض بشكل فعال في الـ ١٠ كم الأخفض من الغلاف الجوي الأرضي في الطبقة المدعوة بالتروبوسفير ـ شكل (١) ـ . غير أنه في خلال الفترات الزمنية القصيرة ليوم واحد أو جزء منه أو أكثر ، فإن فعالية هذا التأثير تتحدد بمنطقة أضحل بكثير تعرف بالطبقة الحدية الجوية الأرضية ـ أو طبقة إكمان Ekman ـ ؛ وهي الطبقة الجوية الممتدة من سطح الأرض إلى المستوى الذي ينعدم تقريباً فيه تأثير الاحتكاك (حتى ١٠٠٠ م وسطياً)* . وتتميز هذه الطبقة ـ أي الطبقة الحدية ـ بتطور عملية الاختلاط (الامتزاج Mixing) المتولدة من المقاومة الاحتكاكية نتيجة لحركات الجو (الحركات الهوائية) فوق سطح الأرض الخشن والصلب . كما تتميز بالتدفق



الشكل (١) البنية الشاقولية للغلاف الجوي

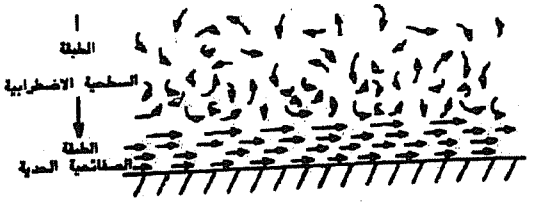
(*) يوجد عدة آراء حول الطبقة الحدية الجوية وتقسيماتها ؛ فالبعض يستخدم طبقة إكمان للإشارة إلى الجزء العلوي من الطبقة الحدية الجوية ، بينما يطلق البعض الآخر اسم طبقة إكمان على الطبقة الحدية الجوية بكاملها . ولمن يريد الاستزادة في ذلك يمكنه الرجوع إلى المراجع التالية :

(1) Haltiner, G.J & Martin, F.L; «Dynamical and physical Meteorology». Mc Graw Hill Book Company, New York. 1957.

الشاقولي للحزم الهوائية من السطح المتسخن . وتتلقى هذه الطبقة الحدية معظم حرارتها، وكل مائها خلال عمليتها الاضطرابية. وارتفاع سقف الطبقة الحدية عن سطح الأرض ليس ثابتاً مع الزمن لاعتماده على شدة عملية الاختلاط المتولدة من السطح ، وهو أكبر عموماً في ساعات النهار (٥٠٠ - ١٠٠٠ م) من الليل (يتقلص إلى اقل من ١٠٠م)** .

وضمن الطبقة الحدية الجوية الأرضية (planetary Boundary Layer) هناك طبقتان محكومتان بمظاهر السطح ؛ الأولى ، وهي الملتماسة مباشرة مع السطح وتدعى **الطبقة الحدية الصفائحية** (Lominar Boundary Layer) التي تبلغ سماكتها بضعة ميليمترات - شكل (٢) - ، وهي طبقة هواء غير اضطرابي . وتعلوها الطبقة الثانية وهي **طبقة سطحية اضطرابية** (Turbulent Surface Layer) تتولد الاضطرابات فيها من خشونة السطح والحملان - ففي النهار يمكن أن تمتد إلى ارتفاع ٥٠م ، لتتقلص سماكتها في الليل إلى عدة أمتار فقط عندما تنكمش الطبقة الحدية - . ويلي الطبقة السطحية الاضطرابية **طبقة الاختلاط الهوائي** - أو ما تعرف بالطبقة المختلطة - التي تمتد حتى نهاية الطبقة الحدية الجوية، والتي تضمحل سماكتها كثيراً في ساعات الليل - حتى لتكاد ان تتلاشى أحياناً - في حين تبلغ سماكة عظمى في ساعات النهار الصحو عندما يشتد الحملان الحراري .

وهكذا يمكن القول إن سماكة مجال المناخ الأصغري تتراوح بين ٠,٠١ -



الشكل (2) حركة الهواء الاضطرابية والصفائحية قرب السطح .

---

(2) Holton, J.R; «An Introduction to Dynamic Meteorology». Academic press, Inc, Orlando, 1979.

(3) Oke, T.R; «Boundary Layer Climates». Methuen & Co Ltd, London, 1978.

(4) W.M.O; «The planetary Boundary Layer». Technical Note, No.155, Geneva, 1979.

(**) درجت بعض المراجع العربية على استخدام كلمة مزج أو امتزاج للدلالة على اختلاط ، وكلتاهما تؤديان المعنى المناخي المقصود .

١٠٠٠م حسب درجة فعالية التأثير لسطح الأرض بمظاهره المختلفة وأشكاله المتنوعة على المناخ العام وقدرته على خلق مناخ متميز .

- العوامل المتحكمة في المناخ الأصغري :

ليس هناك عناصر خاصة بالمناخ الأصغري ، فعناصره هي نفسها العناصر العامة المكونة للمناخ العام أو المحلي ، والمتمثلة بدرجة الحرارة ، والضغط الجوي والرياح ، والرطوبة الجوية ، ومظاهر التكاثف ، وأشكال التهطال . وهذه العناصر المتباينة في قيمها مكانياً وزمانياً تتحكم فيها طبيعة البيئة الأرضية وخصائصها التي يمكننا تحديد اهمها في الآتي :

١ - طبيعة السطح الأرضي :

أ- من حيث تربته ؛ نوعيتها وسماكتها وخصائصها الكيميائية والفيزيائية .

ب- خشونة السطح ؛ التي تختلف حسب طبيعة السطح (يابساً أم مائياً) ، وحسب مظهره (أجرد ، أم مغطى بالنبات) .

جـ- درجة تضرس السطح وما ينجم عن ذلك من أنماط مناخية أصغرية .

د- وجود مغاور وكهوف وأنفاق أرضية ؛ تخلق ضمنها مناخات أصغرية محلية متميزة .

هـ- من حيث درجة تغطية الأرض بالنبات ، وخصائص النبات الموجود (أنواعه وارتفاعه وكثافته . . . الخ) .

٢ - **طبيعة المنشآت البشرية**؛ التي أشادها الإنسان فوق سطح الأرض . متولداً عنها أنماط مناخية متميزة عن المناخ العام السائد ، وتتمثل تلك المنشآت وآثارها في الآتي :

أ- المنشآت العمرانية السكنية والاقتصادية ؛ بحيث نجد أن المدن ذات مناخ أصغري يتميز عن المناخ السائد في المجال المحيط بها . وكذلك فإن المناخ المتمثل ضمن الوحدات السكنية (الغرف السكنية ، المكاتب ، دور السينما ، المسارح . . . وغير ذلك) يختلف عما هو عليه في خارجها ضمن المدينة

نفسها . بجانب وجود اختلافات واضحة من حي إلى آخر من أحياء المدينة ، ومن شارع إلى آخر حسب وجهة امتداده ووجود أشجار فيه .

ب- المنشآت الاقتصادية ؛ متمثلة في المجمعات الصناعية ، ومناطق التعدين . . . وما إلى ذلك .

جـ- المنشآت الخدمية ؛ الممثلة في طرق المواصلات المعبدة والمفروشة بالاسفلت ، والأنفاق . . وغير ذلك . بجانب المناخ المتميز ضمن وسائط النقل .

د- إن الملوثات المنطلقة من المصانع والمعامل ، ومن وسائط النقل تخلق في المدن الصناعية . . الخ . مناخاً متميزاً في الطبقة المحددة بمجال التاثير الذي تمارسه المدينة والمناطق

الفصل الثاني

مناخ الجو الأدنى

تعكس الأحوال الجوية السائدة في الجزء السفلي من الغلاف الجوي القريب من سطح الأرض والملامس له ، طبيعة مظاهر السطح بالدرجة الأولى ، والتغيرات المحدثة فيه من خلال الاستغلال البشري له واستخدامه في أمور شتى بالدرجة الثانية . لذا فإن سماكة الجزء من الجو المتأثر بسطح الأرض (الطبقة الحدية) تختلف باختلاف ذلك ، وهي تراوح بين بضعة أمتار إلى عشرات الأمتار ، لتصل أحياناً إلى عدة مئات الأمتار في بيئات المدن الكبرى ، والغابات ذات الأشجار الباسقة . وهنا لا بد من التمييز بين نمطين من المناخ الأصغري ؛ المناخ البيئي (مناخ داخل الغابة ، والمدينة . . الخ) والمناخ الفوقي (المناخ الأصغري فوق المناخ البيئي ، وفوق سطح الأرض الأجرد) . وسنرجىء التعرض إلى المناخ الأصغري البيئي إلى فصول لاحقة ، ونتناول في هذا الفصل المناخ الأصغري الفوقي ضمن مجال الطبقة الحدية المتأثرة بالسطح وما عليه والتي لا تزيد سماكتها في هذه الحالة على بضعة أمتار .

ـ درجة الحرارة :

إن جزءاً من الفائض الحراري الإشعاعي ينتقل في أثناء النهار إلى الجو بصورة حرارة محسوسة (QH) . ولابد لهذه الحرارة من أن تمر عبر الطبقة الحدية

الصفائحية - انظر شكل (٢) - منتقلة بواسطة التوصيل الجزيئي ؛ ويمكن حساب ذلك الجزء من المعادلة التالية :

$$Q_H = \rho\, C_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

حيث :

ρ = كثافة الهواء (١,١٣ × ١٠$^{-٣}$ غ/سم^{٣} عند ضغط وحرارة قياسيين) .

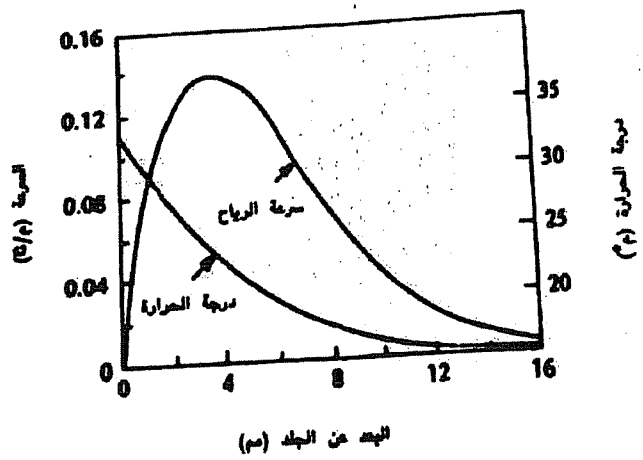
C_p = الحرارة النوعية للهواء عند ضغط ثابت (جول/ كغ/ كلفن، حريرة/غ/ م° وهي تساوي ٠,٢٤ حريرة/غ/ م°) .

K_H = معامل الانتشار الحراري (٠,١٦ - ٠,٢٤ سم^{٢}/ ثا) .

$\frac{\Delta T}{\Delta Z}$ = غراديان الحرارة بين سطح الأرض وقمة الطبقة الصفائحية .

ويختلف معدل تغير درجة الحرارة (غراديان الحرارة) ضمن الطبقة الصفائحية بشكل كبير ؛ فهو قد يبلغ ٢٥°م/ سم - شكل (٣) - . وبافتراضنا مثل هذا الغراديان الحراري الكبير جداً ، وان الانتشارية الحرارية (K_H) = ٢٠ سم^{٢}/ ثا ، فإن الحرارة المحسوسة المتدفقة ضمن الطبقة الصفائحية ستبلغ ٠,٠٨١ لينلي/ دقيقة[1] .

وفي حال كون الطبقة السطحية من الهواء الجاثمة فوق السطح مضطربة ، فإن تدفق الحرارة المحسوسة يحسب من العلاقة التالية :



الشكل (3) منحنى درجة حرارة الهواء وسرعة الرياح في الطبقة الحدية الصفائحية المجاورة لجلد الإنسان .

(1) Rosenberg, N.J; «Microclimate: The Biological Environment». New york, 1974.p. 79-80

$$Q_H = \rho C_p K_H \left(\frac{\Delta T}{\Delta Z} + d_a \right)$$

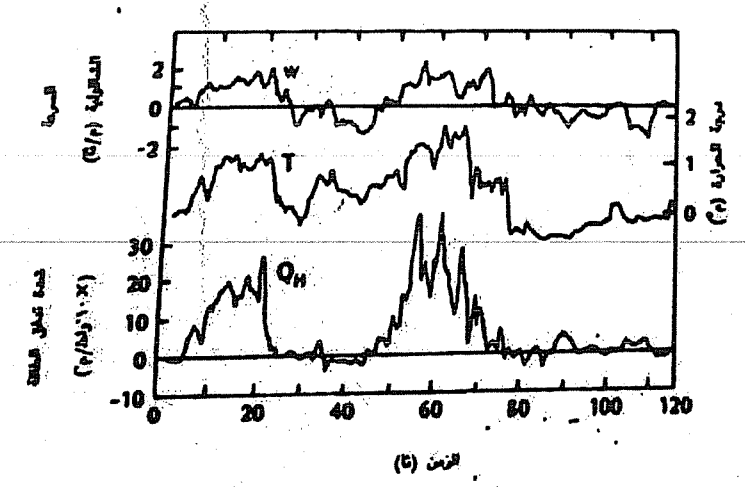
حيث :

K_H = معامل الانتشار الحراري (م^2/ثا)

d_a = معدل التناقص الاديباتي الجاف (٩,٨×١٠$^{-٣}$م$^{\circ}$/م) .

وتحدد الإشارة التي يتخذها الغراديان الحراري اتجاه انتقال الحرارة (Q_Hإشارة) . ففي ساعات النهار يكون الغراديان الحراري سلبياً وقيمة (Q_H) موجبة (الاتجاه من السطح إلى الجو الأدنى) ، وفي الليل يحدث العكس ؛ حيث يكون الغراديان الحراري إيجابياً لوجود انقلاب حراري ، وبذا فإن قيمة (Q_H) تكون سالبة . ومعرفة معدل التناقص الاديباتي أمر هام إذا كانت ΔZ كبيرة (أكبر من ٢ م) لكونه يعمل على تصحيح غراديان الحرارة المرصود من تأثير تغيرات الضغط الجوي الشاقولية . وبين الشكل (٤) الانتقال الشاقولي للحرارة المحسوسة بواسطة الدوامات ، كما يظهر فيه الاختلاف في درجة حرارة الهواء (T) والسرعة الرأسية للهواء ، وذلك خلال فترة ١٢٠ ثانية عند ارتفاع ٢٣م فوق سطح حشائشي عند بلدة إديثفال (Edithvale) باستراليا ضمن حالة عدم استقرار جوي .

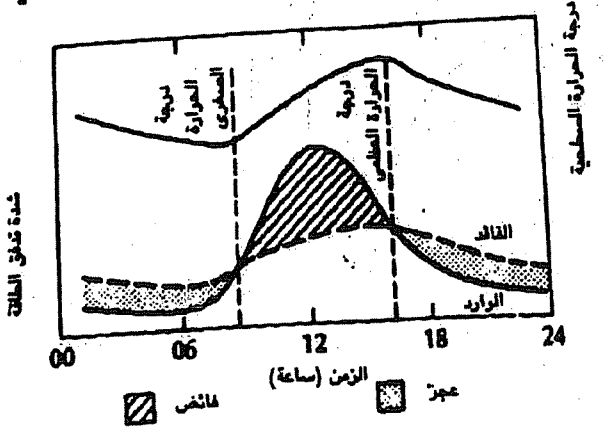
وإذا ما نظرنا إلى التغيرات اليومية في درجة الحرارة عند مستوى ١,٥ م فوق مستوى سطح الأرض - وهو مستوى قفص الرصد الجوي الذي توضع فيه موازين درجة الحرارة - وجدنا أنها انعكاس مباشر للموازنة الإشعاعية الشمسية - الأرضية . فما دامت كمية الأشعة المكتسبة من الشمس أكبر من كمية الأشعة الأرضية المفقودة



الشكل (4) العلاقة بين السرعة الراسية للهواء وتذبذبات درجة الحرارة ، وتدفق الحرارة المحسوسة .

من سطح الأرض ، يكون هناك تسخين ، ومثل هذا الحال يستمر متجاوزاً اللحظة التي تصل فيها كمية الأشعة الشمسية إلى اشدها (الظهر تماماً) بحوالي ٢ ـ ٣ ساعات وسطياً ، لأن كمية الأشعة الشمسية تبقى أكبر من كمية الأشعة الأرضية المفقودة حتى هذه الفترة (٢ ـ ٣ ساعات بعد الظهر) حيث يحدث عندها التعادل بين وارد الأشعة الشمسية وفاقد الأشعة الأرضية ، وتبلغ عندئذ درجة الحرارة أقصاها . وبعدها تأخذ درجة الحرارة بالتناقص نتيجة تفوق الفاقد بالإشعاع الأرضي على الوارد من الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر ، ويتعاظم الفرق بين الفاقد والوارد بعد غروب الشمس لتوقف الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر (السماوي ، المتناثر) ، وليبقى الإشعاع الجوي فقط مصدراً وحيداً للطاقة المتجهة نحو سطح الأرض . ويستمر التناقص في درجة الحرارة حتى اللحظة التي يحدث فيها التعادل بين كمية الأشعة المفقودة من الأرض ، وتلك التي ترد من الشمس والجو ، ويكون ذلك عند شروق الشمس تماماً أو بعده بفترة وجيزة جداً ـ شكل (٥) ـ .

ويكون ارتفاع الموجة التي يرسمها المنحني الحراري اليومي في المترين القريبين إلى السطح كبيراً ـ انظر الشكل السابق (٥) ـ . ويتم توغل موجة درجة الحرارة السطحية اليومية نحو الأعلى ضمن الجو الأدنى بصورة رئيسية عن طريق الانتقال الاضطرابي الشاقولي (Q_H) ، مع تناقص ملحوظ في اتساع الموجة بالارتفاع نحو الأعلى ، مماثلاً في ذلك لما يحدث لهذه الموجة بالتوغل ضمن التربة ـ مع الأخذ بعين الاعتبار ان معدل تناقص سعة الموجة يكون أقل بكثير بالصعود في الجو منه في



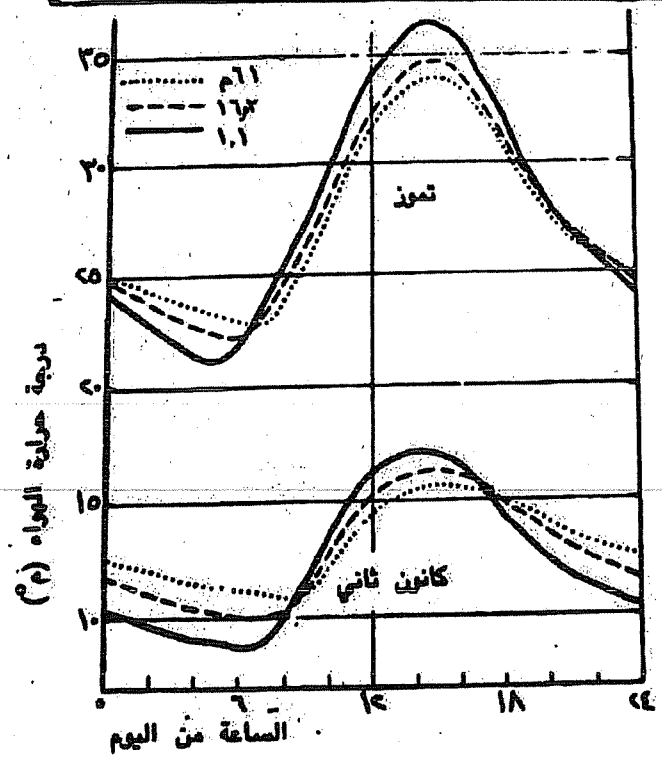
الشكل (5) العلاقة بين تبادل الطاقة السطحية والنظام السطحي لدرجة الحرارة اليومية .

الهبوط ضمن التربة - . ويكون ارتفاع الموجة في الصيف أكبر مما في الشتاء ، وهذا يعكس التباين الكبير للحرارة ما بين النهار والليل في الصيف - شكل (٦) - .

وتختلف التذبذبات اليومية لدرجة الحرارة مع البعد عن سطح الأرض ، كما أن النهايات الحرارية تتأخر زمنياً عما هي عليه بالقرب من السطح ، بجانب تناقص ارتفاع الموجات بسرعة مع الارتفاع . فبين ارتفاع ١ - ٦١م ، فإن التذبذبات اليومية لدرجة الحرارة في شهر تموز تتناقص من ١٥,٤ إلى ١١,١°م - كما هو موضح في الشكل السابق (٦) - ، كما أن زمن النهاية العظمى الحرارية يتأخر من الساعة ١٤ و٥٥ دقيقة عند ارتفاع متر واحد إلى الساعة ١٥ و٣٣ دقيقة عند ارتفاع ٦١م . والجدول التالي (١) يبين أزمنة (ساعات) درجة الحرارة العظمى عند ارتفاعات مختلفة .

جدول رقم (١) :

الارتفاع فوق الأرض (م)	١,٢	١٢,٤	٣٠,٥	٥٧,٤	٨٧,٧
كانون الأول (قيمة متوسطة)	١٤,٠٥	١٤,٢٦	١٤,٣٤	١٤,٤٢	١٤,٥٠
حزيران (قيمة متوسطة)	١٤,٥٥	١٥,٣٥	١٥,٣٠	١٦,٠٦	١٦,٢٠
حزيران (أيام صحوة)	١٥,٤٥	١٦,٣٥	١٧,٠٠	١٧,١٤	١٧,٢٤



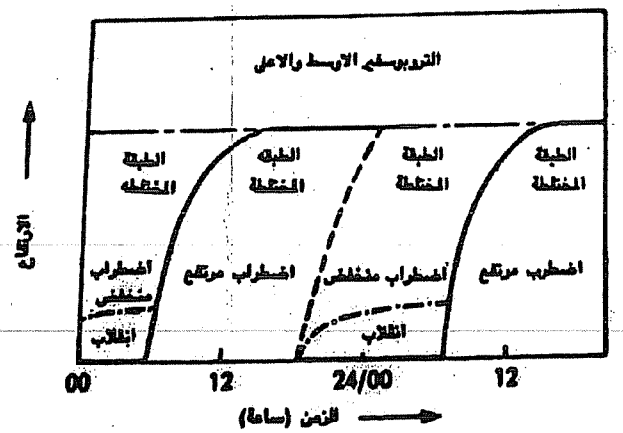
الشكل (6) الدورة اليومية العامة لدرجة حرارة الهواء عند ثلاث ارتفاعات مختلفة في الجو ، في يوم صحو .

وللحالة الجوية السائدة وفصلية المناخ دور كبير في التأثير على منحنى الحرارة اليومي . حيث يبرز واضحاً تأثير التغيم في الطبقة الدنيا من الجو القريبة من سطح الأرض ؛ إذ يختلف منحنى الحرارة اليومي عند مستويات ارتفاع مختلفة في الأيام الغائمة عنه في أيام الصحو ، سواء كان ذلك في أشهر الشتاء أم في أشهر الصيف ـ والشكل السابق (٦) يوضح تأثير الحالة العامة للطقس والفصل على منحنى الحرارة اليومي عند ثلاثة مستويات قريبة من سطح الأرض ـ .

ويعرض الشكل (٦) عدة مقاطع شاقولية نموذجية لدرجة حرارة الهواء بالقرب من سطح الأرض في يوم صحو هادىء . فعند شروق الشمس حيث يسجل الأصغري الحراري السطحي تتميز الأجزاء الدنيا من الجو (دون ١٠٠ م) بانقلاب حراري من النوع الإشعاعي الناتج عن تبرد الأرض ليلاً بفقدها حرارتها بإطلاقها إياها على هيئة أشعة طويلة الموجة عابرة الجو القريب عبر النافذة الجوية . وبعد شروق الشمس يبدأ التسخين الإشعاعي فعاليته مؤدياً إلى فائض إشعاع سطحي ينتقل جزء منه نحو الأعلى بصورة حرارة محسوسة مخفضاً من حدة الانقلاب الحراري الذي كان سائداً في الليل ، وليتم القضاء عليه خلال عدة ساعات .

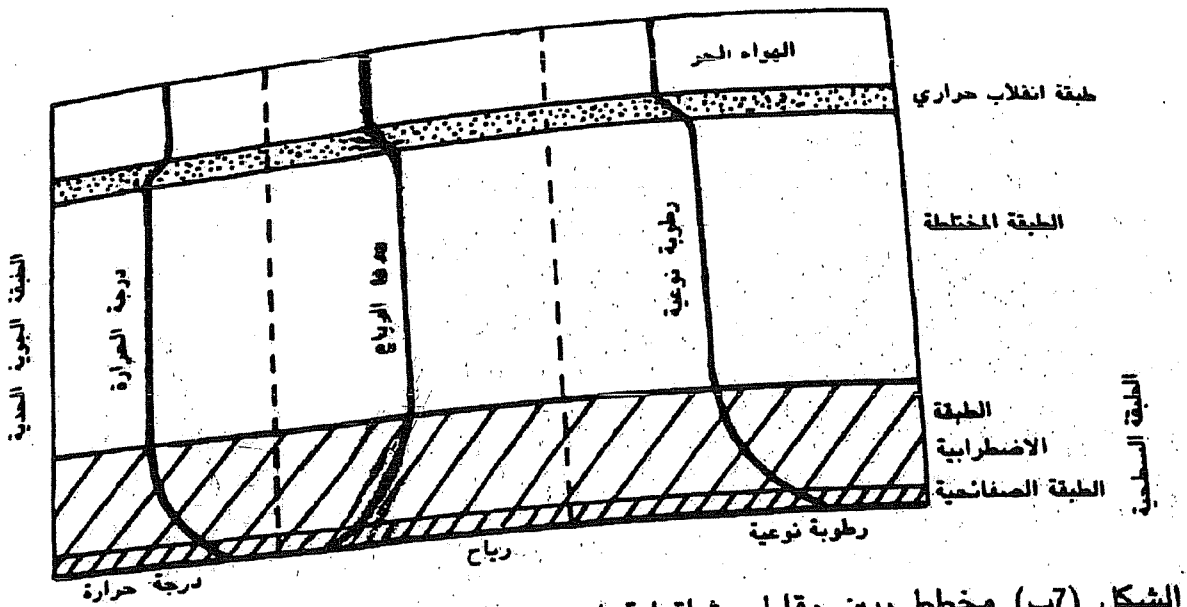
وينجم عن التسخين الاشعاعي الذي تتعاظم فعاليته مع الاقتراب من منتصف النهار حالة من عدم الاستقرار تعتري الطبقة الجوية القريبة من سطح الأرض ، مترافقاً ذلك بنشاط حملاني للهواء المتسخن إشعاعياً متحركاً نحو الأعلى مؤدياً إلى تطور سماكة هذه الطبقة مع بلوغ التسخين الأرضي اشده . وفي منتصف النهار يؤدي التسخين الشديد لسطح الأرض والجو القريب إلى جعل منحنى معدل التناقص الحراري يمتد شاقولياً عبر الطبقة الحدية . وقرب غروب الشمس يعود سطح الأرض إلى التبرد بشكل واضح ، ويعود الانقلاب الحراري السطحي للظهور من جديد ، غير أن الهواء فوق هذه الطبقة المستقرة (طبقة الانقلاب التي تشكلت) يكون غير مستقر نسبياً . ويشتد الانقلاب حدة ، وتنمو طبقة الاستقرار خلال الليل حتى شروق الشمس متبعة الدورة التي بدأت فيها .

ويبين الشكل (٧) الحركات الزمنية للتتابع الدوري لمنحنيات التغير الشاقولي في درجة حرارة الطبقة الدنيا . ففي ساعات النهار يولد السطح الأرضي المتسخن حالة عدم استقرار مما يسمح للتبادل الشاقولي للحرارة بالنفاذ ضمن الجو نحو الأعلى . وهذا ما يسمح بنقل قوة دافعة أكبر من الهواء المتحرك أسرع للأعلى ، وازدياد سرعة الرياح السطحية - وذلك لأن ارتفاع درجة حرارة السطح تجعل الهواء القريب من سطح الأرض خفيفاً يتصاعد نحو الأعلى ليحل محله هواء أقل حرارة يأتي من الطبقات الجوية الواقعة فوقه ناقلاً معه قوة دفع كبيرة تجعل الرياح السطحية أكثر نشاطاً - . ويؤدي هذا التأثير المندمج إلى حدوث تحول فعال جداً ضمن طبقة عميقة تعرف بالطبقة المختلطة (Mixed Layer) ، التي تتزايد سماكتها بسرعة بعد شروق الشمس لتصل أقصاها في ساعات ما بعد الظهيرة ، حيث يتراوح ارتفاعها بين ٥٠٠ - ٢٠٠٠م . وهكذا يمكن القول إن الطبقة المضطربة التي تتشكل في النهار والطبقة المختلطة التي تليها في الارتفاع هي نتاج التسخين الأرضي ، وتباين ارتفاع هاتين الطبقتين يتعلق بدرجة حرارة سطح الأرض . وفي الليل يعمل الانقلاب الحراري السطحي المترافق بحدوث تطبق هوائي على إعاقة التبادل الشاقولي ، ليتوقف بالتالي انتقال قوة الدفع التي كانت سائدة أثناء النهار ، مما يجعل حركة الهواء خفيفة . ومع الرياح الخفيفة والاضطراب الضعيف جداً تتقلص كثيراً سماكة الهواء المضطرب بحيث تقل سماكته عندئذ إلى ٥٠ م وما دون . وفي هذه الحالة تضمحل طبقة الاختلاط كثيراً ، حيث تتوقف تأثيرات سطح الأرض عند سقف طبقة الانقلاب السطحي[1].



الشكل (17) بنية التروبوسفير الأدنى الحرارية خلال فترة من الطقس اللطيف . يمثل الخط المتصل عمق أو سماكة الطبقة المختلطة.

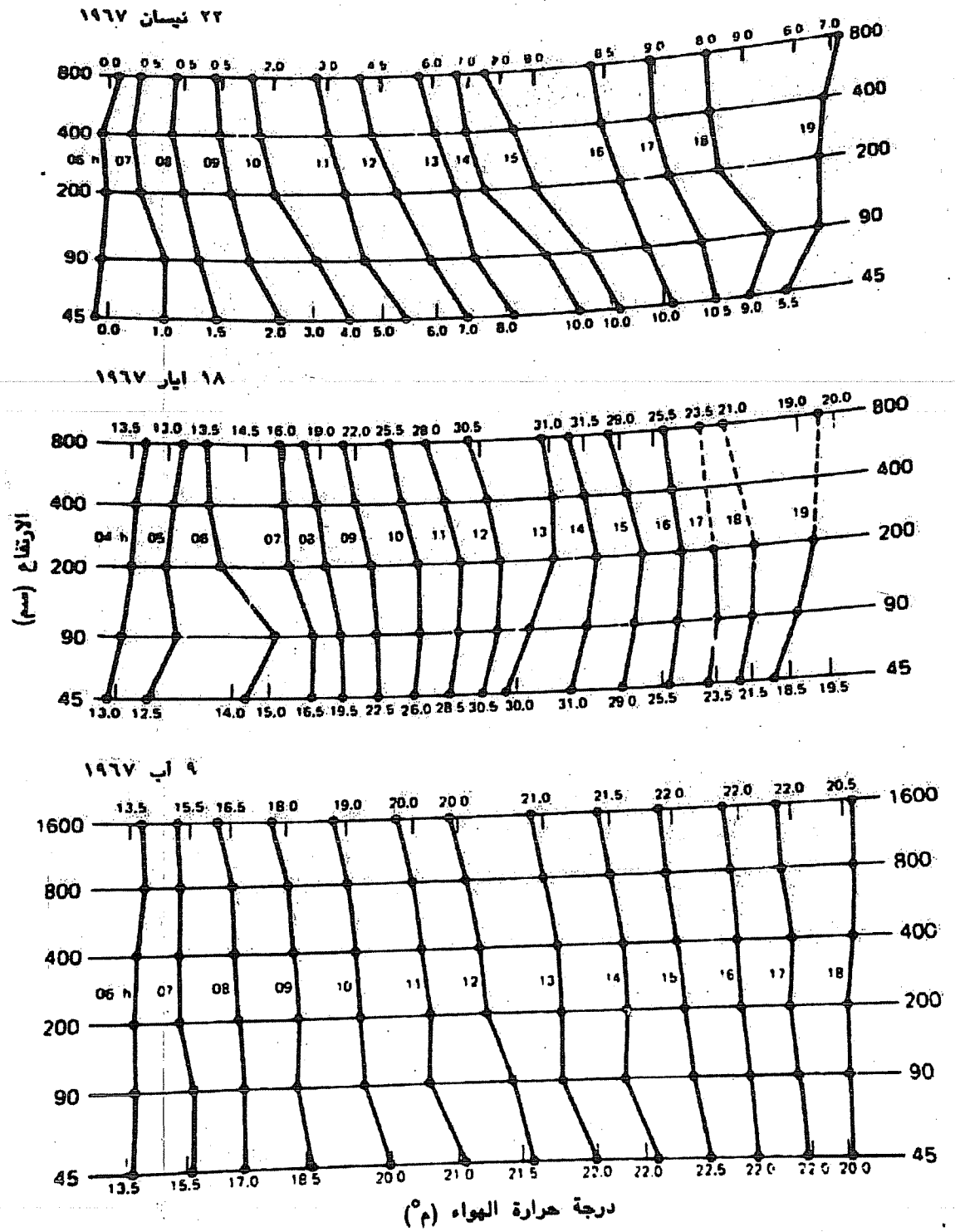
(1) Oke, T.R; «Boundary Layer Climates». Methuen & Co Ltd. London, 1978. p.52-53.



الشكل (7ب) مخطط يبين مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة الكامنة وسرعة الرياح والرطوبة النوعية في الطبقة الارضية الحدية الحملانية - لاحظ الفرائق القوى في الطبقة السطحية وطبقة الانقلاب والمقاطع المنبسطة في الطبقة المختلطة.

تعرضنا فيما سبق إلى بنية درجة الحرارة النظرية في الطبقة الحدية الجاثمة فوق سطح جامد ذي امتداد شاسع نسبياً - كأن يكون صحراء واسعة - . ومثل ذلك يمكن اعتماده أيضاً بشكل مقبول بالنسبة للهواء فوق المستوى المتأثر بمظاهر سطح الأرض المتباينة . أما المقاطع الشاقولية لدرجات الحرارة فوق سطوح طبيعية فتختلف اختلافاً ملحوظاً عن المقاطع النموذجية السابقة الذكر ، حيث تكون تلك المقاطع متأثرة بالعديد من العوامل التي تخلق تاثيرات يومية واضحة - والشكل التالي (٨) يبين ذلك - .

ففي ساعات الليل تتبرد سطوح المحاصيل الزراعية والأرض بسرعة بفعل التبريد الإشعاعي ، مما يترتب عليه أن يصبح السطح أبرد بكثير من بقية أجزاء القطاع الأعلى الأحر منه . فالهواء بتماسه مع السطح يفقد طاقة إلى السطح ، ليصبح بارداً وثقيلاً ، وليتشكل انقلاب حراري ، ويتطور ، حيث تتزايد درجة الحرارة مع الارتفاع . ويمكن لطبقة الانقلاب أن تكون محلية ، وتصل سماكتها إلى



الشكل (8) عدة مقاطع لمتوسط درجة الحرارة الساعية فوق ارض مغطاة بنبات الحلفا في ايام مختارة من عام 1967عند بلدة ميد في ولاية نبراسكا الامريكية .

عدة أمتار فقط في أثناء الليل ، أو أن تكون عامة مرتبطة بطقس معين مسيطرة على مناطق شاسعة لفترات زمنية معتبرة . كما ويمكن أن يتشكل انقلاب حراري في حال حدوث تبرد تبخيري سريع لسطح التربة أو للسطوح النباتية الباردة بالنسبة إلى الهواء العابر فوق الحقل .

وفي الشكل السابق ذكره (٨) مثلت نتائج قياسات درجة الحرارة فوق أرض مزروعة بالحلفا عند ارتفاعات ٤٥ ـ ٨٠٠ ـ ١٦٠٠ سم في أشهر نيسان ، وأيار ، وآب خلال ساعات مختلفة ، فبدا الانقلاب الحراري الليلي ملحوظاً في كل جزء من أجزاء الشكل . أما معدل التناقص الحراري مع الارتفاع فكان عادياً خلال ساعات النهار كما ظهر في معظم ساعات ٢٢ نيسان و٩ آب . وعلى كل حال ، فإنه خلال معظم ساعات يوم ١٨ أيار حدث تحول في مقاطع درجة الحرارة دون ٢٠٠ سم بسبب الهواء الجاف والحار الذي عبر فوق الحقل ، مما عمل على تنشيط عملية النتح بشكل كبير خلال تلك الفترة ، وليبقى سطح محصول الحلفا أبرد في هذا اليوم من الـ ٢٠٠ سم التي فوقه . وهكذا سادت ظروف الانقلاب الحراري دون ٢٠٠ سم خلال النهار بكامله تقريباً . أما فوق ٢٠٠ سم فكان منحنى الحرارة عادياً[1]. وتعرف هذه الظاهرة ـ أي مرور هواء حار جاف فوق حقل زراعي واستنفاذ جزء من طاقة الهواء الحرارية في القيام بعملية النتح ـ باسم التأفق الحراري المحسوس (Sensible Heat Advection) .

وفي حال الأسطح المغطاة بالإسفلت ـ كالطرقات والشوارع . . وغير ذلك ـ فإن درجة حرارتها تختلف بشكل ملحوظ عن تلك الأسطح الطبيعية ـ ما كان منها عارياً أجرد ، أو مغطى بالنبات ـ وذلك لضعف عاكسية الإسفلت ، وقدرته الامتصاصية الكبيرة ، حيث يتسخن الاسفلت بسرعة كبيرة ، لتبلغ درجة حرارته صيفاً في ساعات بعد الظهيرة أكثر من ٢٠°م زيادة عن الأسطح المجاورة له . حيث يمكن أن تصل درجة حرارة السطح الإسفلتي في العروض المنخفضة ـ وبخاصة في

(1) Rosenberg. N.J. Op. cit. p.89

صحاريها - إلى درجة تقارب درجة غليان الماء ، حتى ليتعذر على المرء صيفاً من السير عليه حافياً . ولما كانت عملية التوصيل الحراري محدودة ، لذا فإن معدل تناقص الحرارة فوق الأسطح الاسفلتية يكون كبيراً في الطبقة الهوائية القريبة منها . وقد أشارت إحدى التجارب التي أجريت على طريق اسفلتي في مدينة رفرسايد بولاية كاليفورنيا الأمريكية بعد ظهر أحد الأيام إلى بلوغ درجة الحرارة على الطريق الاسفلتي ٥٥°م ، لتتناقص فوقه على ارتفاع ٠,٣ م إلى ٤٥°م ، وإلى ٤٠°م تقريباً عند ارتفاع ١,٣ م . وقد سُجل فارق في درجة الحرارة السطحية بين الطريق الاسفلتي وتربة مغطاة بالحشائش بحدود ٢٠°م[1] ، وليتجاوز الرقم ذلك في التربة الجرداء . وترتفع درجة الحرارة على سطح طريق اسفلتي في صيف العروض المدارية وشبه المدارية لتصل في بعض الأحيان إلى ٨٠°م فاكثر .

- توزع بخار الماء فوق سطح الأرض :

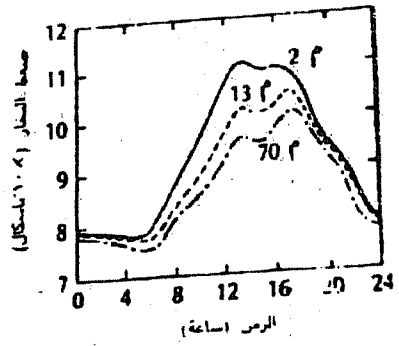
إن سطح الأرض هو مصدر بخار الماء الجوي . وله أهمية كبرى في التوازن المائي الجوي ، كما له أهمية في الاقتصاد الإشعاعي . إذ يتزود الجو ببخار الماء بواسطة عملية التبخير المائي التي تتم من سطح الأرض (يابسها ومائها) وغطائها النباتي (وفق آلية التبخير المعروفة بالنتح) . ويمكن للماء العودة إلى سطح الأرض بطرق مختلفة ، كأن يسقط بشكل سائل أو صلب . وفي الليل فقط ، وضمن شروط معينة ، يمكن أن يحدث انتقال نحو الأسفل للماء في هيئة بخار ليترسب على سطح الأرض المتبردة بشكل ندى ، أو صقيع هش (صقيع أبيض) ، وتعرف هذه الحالة الخاصة باسم انقلاب الرطوبة (Humidity Inversion) التي تشابه انقلاب الحرارة الليلي[2] . وفي بعض مناطق الأرض يشكل التكاثف البخاري على سطح الأرض بهيئة ندى نسبة تقارب ٥٪ من كمية التهطال .

---

(١) . يوسف عبد المجيد فايد «مدخل إلى دراسة المناخ التفصيلي» . حوليات كلية الآداب ، جامعة القاهرة ، مجلد ٢٥ ، جزء ٢ ، كانون ١ ، ١٩٦٣ ، ص ٤٠ - ٤١ .

(2) Geiger. R «The Climate Near the Ground». Harvard University press. Cambridge. 1966. p.102.

ويُعبَّر عن كمية بخار الماء ، ونسبته في الجو بطرق متعددة ، من أكثرها شيوعاً واستخداماً : ضغط بخار الماء ، والرطوبة النوعية والمطلقة ، والرطوبة النسبية . وبما أن مصدر بخار الماء الجوي هو سطح الأرض ، لذا كان من البديهي أن تتركز أكبر نسبة منه في الأجزاء التي تلي سطح الأرض مباشرة ، علماً أن هناك عمليتين تعاكسان ذلك : أولاهما ؛ عملية التصعيد القوية للهواء الساخن من تحته في ساعات النهار محملاً ببخار الماء إلى الأجزاء المتوسطة والعليا من الجو التروبوسفيري . وثانيهما ؛ عملية حدوث تكاثف مباشر لبخار الماء على سطح الأرض كما يحدث بكثرة في ليالي نصف السنة الشتوي ، فيما أطلقنا عليه سابقاً مصطلح الانقلاب الرطوبي . ومن الشكل (٩) الذي يبين الاختلافات اليومية لضغط بخار الماء عند بلدة كيكبورن quickborn (المانيا) في أيام شهر تموز الصاحية، يتضح منه كيف أن عملية الانقلاب الرطوبي فيما بين الساعة ٢٠ والساعة السادسة أدت إلى جعل كمية بخار الماء عند ارتفاع مترين أقل مما هي عليه عند الارتفاعات الأعلى (١٣م ، و٧٠م) ، في حين لم تبرز عملية التصعيد الحراري واضحة . والجدول التالي (٢) يبين ضغط بخار الماء (مم زئبق) عند بلدة كيكبورن في أيام شهر تموز الصحو .



الشكل (9) الاختلاف اليومي لضغط بخار الماء عند بلدة كيكبورن (المانيا) في أيام شهر تموز الصحوة .

الجدول (٢)

الارتفاع (م)	الفترة من اليوم (الساعة)				
	٢٢ ـ ٢	٢ ـ ٦	٦ ـ ٨	٨ ـ ١٤	١٤ ـ ٢٠	٢٠ ـ ٢٢
٢	٨,٢	٧,٨	٩,٤	٩,٨	١٠,٠	٩,٢
١٣	٨,٦	٨,٥	٩,١	٩,١	٩,٥	٩,٣
٢٨	٨,٧	٨,٧	٩,٠	٨,٨	٩,٣	٩,٣
٧٠	٨,٧	٩,٠	٨,٩	٨,٦	٩,٢٠	٩,٢

وفي منطقة ذات مناخ جاف أعطت نتائج القياسات لضغط بخار ماء التي قام بها فوفينكل عام ١٩٥١ (E.Vowinckel) النتائج التالية المبينة في الجدول التالي (٣) :

جدول (٣) معدل ١٢ ساعة لضغط بخار الماء (مم زئبق) :

الارتفاع	٠٨٠٠ -	٢٠٠٠ -	التذبذب
(سم)	١٩٠٠	٠,٧٠٠	اليومي
٥	٥,٢٦	٤,٦١	٢,٣
١٢٠	٥,٢١	٥,٣٨	١,٤

والتي تكشف عن دور الانقلاب الرطوبي في ازدياد الذبذبة اليومية ، والتصعيد الحراري في انخفاضها .

ويتناسب ضغط بخار الماء مع كمية بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء (الرطوبة النوعية ، غ/كغ) ، حيث يمكن حساب الرطوبة النوعية للهواء (q) من العلاقة التالية :

$$q = \frac{0.622e}{P-0.378e}$$

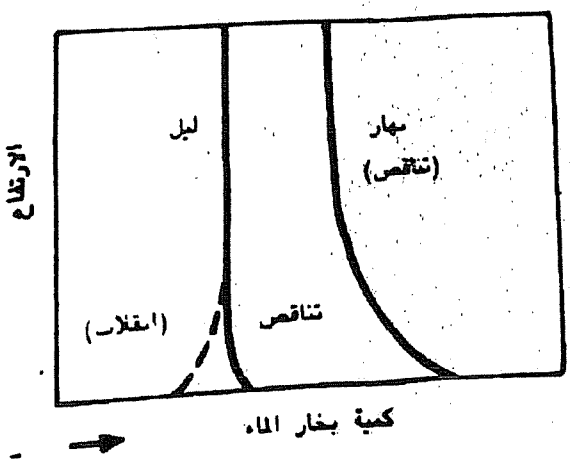
حيث :

e = ضغط بخار الماء الفعلي .

p = الضغط الجوي .

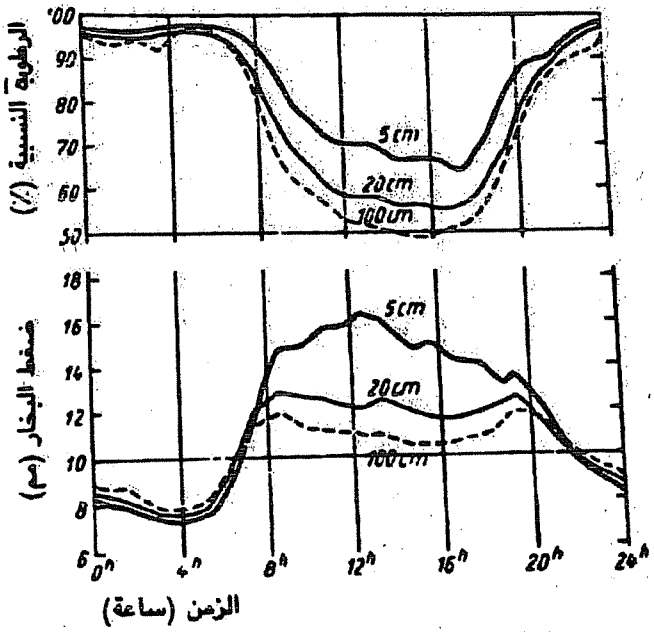
وتتزايد الرطوبة النوعية بالاقتراب من سطح الأرض ، وهي لا تعتمد فقط على توافر الماء للتبخر ، وإنما ايضاً على الطاقة الضرورية لتغير الحالة المائية ـ أي لتحول الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية ـ ، كما ترتبط بدرجة انتقال بخار الماء وتوزعه شاقولياً وأفقياً . ففي ساعات النهار يشير المقطع الشاقولي لدرجة تركيز الرطوبة مع الارتفاع في الجو الأدنى إلى الاتجاه التناقصي لابتعاده عن مصدر الرطوبة السطحية ـ شكل (١٠) ـ مماثلاً في ذلك لمقطع درجة الحرارة . فبخار الماء ينتقل نحو

الأعلى بطرق متعددة منها طريقة الانتشار الدوامي في عملية مشابهة لانتقال الحرارة المحسوسة ؛ ففي ساعات الصباح تنشط عملية التبخر ـ النتح من سطح اليابس وغطائه النباتي والمسطحات المائية ، وتنشط معها حركة الانتشار الدوامي في الجو غير المستقر نسبياً ، مساهمة في نقل بخار الماء إلى الطبقات الدنيا من الجو ، وتزايد في الرطوبة الجوية بشكل حاد ـ انظر شكل (٩) ـ . أما في الساعات الأولى بعد الظهيرة (الساعة ١٢ ـ ١٦) ، فإن ضغط بخار الماء يكون على أشده مع ميل في الرطوبة للانحدار البسيط ، وهذا مرده إلى النشاط الحملاني (التصعيدي) الذي تنفذ فعاليته حتى الارتفاعات العليا من الطبقة الحدية ، لتنخفض درجة تركيز بخار الماء بمزجه مع الكتل الهابطة من الهواء الجاف من أعلى . وهذا يلاحظ أكثر ما يكون في المناطق القارية أو الصحراوية حيث تكون كتل الهواء جافة ، والسطح مسخن بشدة . وفي فترة بعد الظهيرة المتأخرة (الساعة ١٦ ـ ٢٠) يعمل التبريد السطحي الشديد على جعل الطبقات الاقرب الى السطح مستقرة. وهذا يعني ان انتقال بخار الماء الى الطبقات الاعلى يكون أقل من معدل إضافته من السطح ، مما يزيد ذلك من درجة تركيز بخار الماء في المستويات الاقرب من السطح. أما في ساعات الليل ، فإن التبخر ـ النتح يتضاءل بشكل كبير جداً ، وضمن شروط معينة يمكن أن يحدث تحولاً معكوساً عند السطح عندما ينتقل بخار الماء نحو الاسفل مترسباً على شكل ندى ؛ مما يترتب عليه تبدد جزء من بخار الماء في الهواء القريب من السطح ، مؤدياً ذلك الى تناقص رطوبة الهواء النوعية الى ما بعد شروق الشمس بقليل . . حيث تعاد الدورة من جديد.

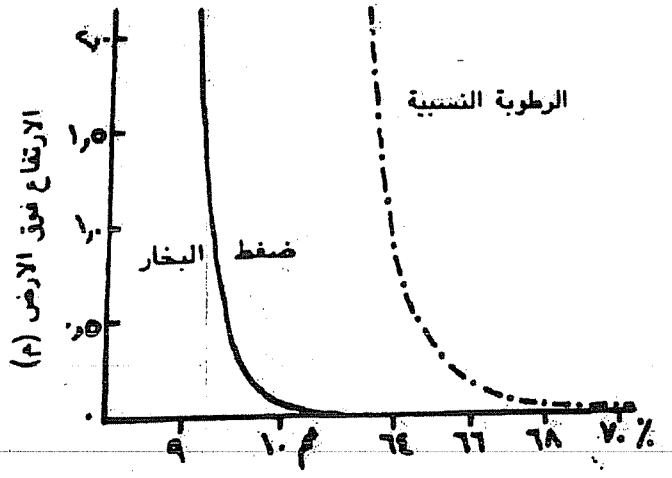


الشكل (10) مقطعين شاقوليين لتركيز بخار الماء قرب سطح الأرض .

أما الرطوبة النسبية ؛ فبقدر ما ترتبط بكمية بخار الماء الموجودة في الجو ، فإنها ترتبط بدرجة الحرارة ، معاكسة في مسارها لمسار درجة الحرارة . وقد لوحظ اختلاف في نسبة الرطوبة يصل إلى ١٥٪ في الهواء بين ارتفاع ٥ سم و٢٠سم فوق سطح الأرض خلال ساعات النهار ، ليصل هذا الفارق إلى حوالي ٤٠٪ بين ارتفاع ٥ سم و٢٠٠ سم ، وليتدنى الفارق بشكل ملحوظ في ساعات الليل . ويعاكس مسار الرطوبة النسبية اليومي مسار ضغط بخار الماء ـ كما هو واضح في الشكل (١١) ـ . وفي الأحوال الجوية المستقرة يكون المتوسط اليومي للرطوبة النسبية أكبر ما يكون عند سطح الأرض مباشرة ، ليتناقص بشكل حاد خلال الـ ١٠ سم الأولى ، وبأقل حدة حتى ٥٠ سم ، ليأخذ بعدها معدل التناقص بالانخفاض بشكل واضح ، كما هو موضح في الشكل (١٢) .



الشكل (11) النمط اليومي لمنحنى الرطوبة النسبية وضغط بخار الماء في الارتفاعات القريبة من السطح .

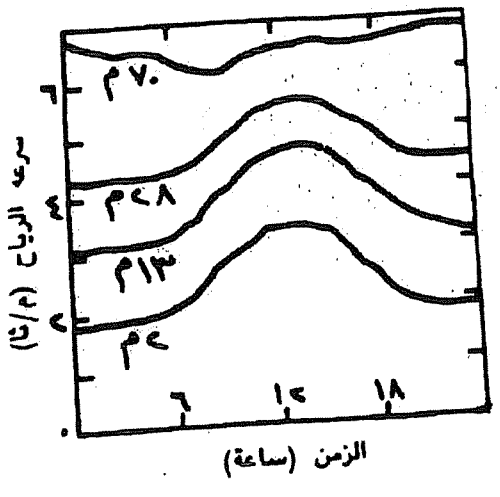


الشكل (12) المنحنى الشاقولي للمتوسط اليومي لضغط بخار الماء والرطوبة النسبية في الارتفاعات القريبة من السطح

- الرياح :

ينجم الانتقال الأفقي للهواء عن فروق في ضغط الهواء يعبر عنها فيما اصطلح تسميته بغراديان الضغط الأفقي - أو تحدر الضغط أو تدرجه - . ويمارس سطح الأرض تأثيراً على الرياح المتدفقة فوقه نتيجة تباين مظهره واختلاف درجة خشونته ، مما ينعكس على اتجاه الرياح وسرعتها . ويكاد أن ينحصر هذا التأثير في الطبقة القريبة من السطح التي تمتد حتى ارتفاع ١٠٠٠ - ١٥٠٠ م فوق السطح . وفوق هذا المستوى من الارتفاع تأخذ رياح الانحدار (رياح الغراديان) بالظهور .

ولقد أظهرت التحاليل الإحصائية لرصدات الرياح أن سرعتها تتزايد بشكل عام مع تزايد الابتعاد عن سطح الأرض ، مع انحراف في مسارها لتصبح موازية لخطوط الضغط المتساوية ، بعد أن كانت تقطعها بشكل زاوي بالقرب من سطح الأرض . ليس هذا فحسب بل إن الذبذبة اليومية في سرعة الرياح تتفاوت مع الابتعاد عن سطح الأرض . ويوضح الشكل (١٣) الاختلاف اليومي في سرعة الرياح عند ارتفاعات مختلفة فوق الأرض . ففي المستويات الأخفض من الجو قريباً من سطح الأرض ، تبلغ سرعة الرياح أعظمها في ساعات الظهيرة ، وأصغرها في ساعات الليل . وتستمر الذبذبة اليومية السابقة واضحة في منحنى سرعة الرياح حتى ارتفاع يقارب من ٥٠ م ، حيث تتدنى الذبذبة اليومية ، وتتلاشى النهايات البارزة المميزة عند سطح الأرض ، حيث تكون الذبذبة محدودة في الارتفاعات العليا . ذلك أن حركة الهواء في المستويات الأعلى من ٥٠م تعتمد على موقع مناطق



الشكل (13) التباين اليومي في سرعة الرياح في كيكبورن (المانيا) عند ارتفاعات مختلفة فوق الأرض .

الضغط المرتفع والمنخفض ، وليس على التأثيرات اليومية التي تنقل باتجاه الأسفل إلى المستويات المنخفضة ، بواسطة الانتشار الدوامي .

ويعزى الأعظمي الريحي عند سطح الأرض في منتصف النهار إلى وجود قوة دافعة علوية هابطة تمنح الرياح السطحية قوة إضافية تعمل على تنشيطها وازدياد سرعتها ، وهذا يترافق عموماً في المستويات العليا (فوق ٧٠م) بأصغري في سرعة الرياح بسبب انتقال جزء كبير من الطاقة بعيداً نحو الأسفل ، ومن ثم فإن أعظمي الرياح في تلك المستويات يحدث في ساعات الليل معاكساً بذلك لما هو عند سطح الأرض ، حيث تتوقف قوة الدفع العلوية نتيجة استقرار الجو ليلاً .

ومن الممكن قياس سرعة الرياح ؛ أما بواسطة أجهزة قياس سرعة الرياح المسجلة (الانيمو غراف) التي توضع على مستويات ارتفاع متفاوتة (١ ـ ٢ ـ ٣ ـ ١٠ ـ ٥٠م . . . أو أكثر) ، وإمّا باستخدام العلاقة التالية التي وضعها براندتل (Prandtl.L) عام ١٩٥٧[1]

$$U_z = \frac{U_*}{K} \ln \frac{Z}{Z_o}$$

حيث :

U_z = سرعة الرياح عند مستوى ارتفاع Z (م/ثا)

U_* = سرعة الاحتكاك أو سرعة القص (م/ ثا)

K = ثابت فون كارمان (von karman) = ٠,٤٠ تقريباً .

Z_o = عامل الخشونة أو طول الخشونة (م)

Z = الارتفاع (م)

In = اللوغاريتم النيبيري .

(1) Geiger. R: Op. Cit. p. 117

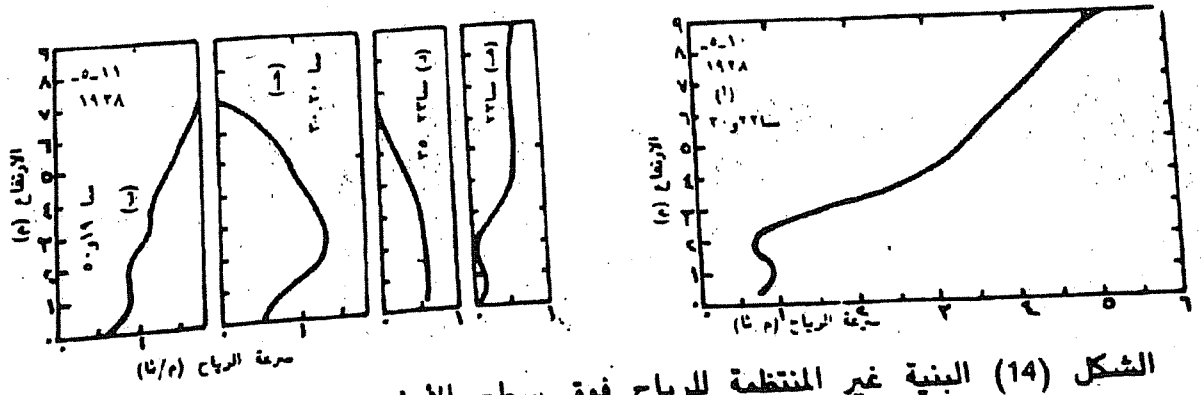
ويعزى تدني سرعة الرياح قرب سطح الأرض إلى تأثير عامل الاحتكاك بالسطح ، لتأخذ بعدها بالتزايد مع انخفاض تأثير هذا العامل . غير أن هناك قوى أخرى تؤثر على منحنى الرياح الشاقولي ، خاصة درجة الحرارة وما يتعلق بها من استقرار جوي أو عدمه - شكل (١٤) -

وبصورة عامة فإن النسبة المئوية لعدد ساعات السكون (الركود) تزيد بشكل ملحوظ في الجزء الأقرب إلى سطح الأرض منه في الجزء الأبعد عن السطح ، كما هو مبين في الجدول التالي (٤) .

جدول رقم (٤) يبين عدد ساعات السكون معبراً عنها كنسبة مئوية من عدد الساعات السنوية خلال الفترة من اوائل نيسان عام ١٩٥٣ حتى أواخر آذار عام ١٩٥٤ في مرصد ليندنبرغ في برلين (المانيا) .

الارتفاع (م)	الساعات											
	٢	٤	٦	٨	١٠	١٢	١٤	١٦	١٨	٢٠	٢٢	٢٤
١	١٥.٧	١٦.٣	١٠.٢	٤.٤	٢.٥	١.٩	١.٩	٣.٠	٨.٨	١٧.٩	١٦.٨	١٧.٦
٥	٩.١	٩.٧	٨.٠	٣.٣	١.٧	١.١	١.٧	٣.٠	٤.٤	١٠.٢	١٠.٠	٩.٤
١٠	٤.١	٥.٠	٢.٨	٢.٢	٠.٨	٠.٦	٠.٦	١.٤	٢.٨	٦.٦	٦.١	٥.٧

ويلاحظ من الجدول السابق أن حالات سكون الهواء تزداد نسبتها في الليل ، خاصة في الفترة بين الساعة ٢٠—٦ ، في حين تم تسجيل أقل نسبة سكون بين الساعة ١٢—١٤ من النهار .



الشكل (14) البنية غير المنتظمة للرياح فوق سطح الأرض .

مناخ التربة

تشكل التربة المجال الحيوي بالنسبة للنبات الذي يمد جذوره ضمنها ، ويحصل منها على غذائه وماءه . كما أن العديد من الحيوانات الجحرية تجد في التربة بيئة مناسبة لها . وعلى الرغم من ارتباط تشكل التربة بالعناصر المناخية ، إلا أن خصائصها المناخية المتميزة تجعل منها بيئة لها نظامها المناخي الخاص بها . وهذا ما يعكسه التباين المناخي - بخاصة في مجال الحرارة - ما بين الترب المختلفة .

١ - درجة حرارة التربة :

تستمد التربة حرارتها من أشعة الشمس ، كما يحتمل أن تستمد بعض الحرارة أيضاً من الأمطار الهاطلة ومن المواد العضوية المتحللة . وتعمل مكونات التربة على اختزان جزء كبير من الطاقة التي تصلها بشكل حرارة في ساعات النهار وخلال الفصل الحار لتعاود إطلاقها الى الجو خلال الليل وفي الجزء البارد من السنة . ويتم انتقال السخونة ضمن التربة وخارجها بواسطة عملية التوصيل الحراري (التماس) .

ونظراً لاختلاف الحرارة النوعية للترب ، وكذلك قدراتها على التوصيل الحراري ، نتيجة لتباين خصائص الترب من حيث تركيبها ، ومساميتها ،

ورطوبته ... الخ ، فإن درجة الحرارة تختلف من تربة إلى أخرى ، كما تتباين حسب العمق تحت السطح

أ ـ قوانين التوصيل الحراري والخصائص الحرارية للتربة

إن أهم قوانين التوصيل الحراري هي الآتية :

١ ـ الحرارة النوعية (ع) للتربة ـ أو لأية مادة ـ ؛ هي عبارة عن كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة غرام واحد درجة مئوية واحدة (حريرة / غ / م°) .

٢ ـ السعة الحرارية (ح) للتربة ـ أو لأية مادة ـ ؛ هي كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة سم³ واحد درجة مئوية واحدة (حريرة / سم³ / م°) وترتبط الحرارة النوعية والسعة الحرارية للتربة فيما بينهما بالعلاقة التالية :

$$ح = ع \rho$$

حيث :

ρ = الكثافة أو الوزن الحجمي للمادة (غ/ سم³) .

وتختلف مواد التربة اختلافاً كبيراً في حرارتها النوعية ، فالحرارة النوعية للتربة الطفالية الرملية ـ كمثال ـ هي نحو ٠,٢ حريرة /غ/ م° ، بينما هي للتربة الطينية ٠,٨ حريرة /غ/ م° . أما الحرارة النوعية للماء وسعته الحرارية فتبلغ ١ حريرة /غ/ م°، و١حريرة/ سم³/م° على التوالي . وتتراوح كثافة المواد المكونة للتربة بين ٠,٨ غ/سم³ بالنسبة للبد (الخث peat) إلى ١,٨غ/ سم³ بالنسبة للرمل المندمج . وبقدر ما ترتبط الحرارة النوعية للتربة بسعتها الحرارية ، فإنها ترتبط أيضاً بمكونات التربة وخصائصها الفيزيائية (الكثافة) وكمية مياهها ، وكمثال : تبلغ الحرارة النوعية للكاولين الجاف حوالي ٠,٢ حريرة /غ/ م° ، وعندما يتشبع بالماء تصل حرارته النوعية إلى ٠,٨ حريرة/غ/م° ، وتكون بحدود ٠,٥ حريرة/غ/م° عندما تكون رطوبته متوسطة (٥٠٪) .

إن الذي يحدد معدل التدفق الحراري داخل التربة - وخارجها - هو غراديان الحرارة وناقلية التربة الحرارية (K.)* ، والذي يمكن حسابه من العلاقة التالية :

$$S = K. \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

حيث :

S = معدل التدفق الحراري

K. = الناقلية الحرارية للتربة (حريرة /سم/ثا/ م°) .

ΔT = الفرق بين درجة حرارة سطح التربة (TS) وأي عمق لها (TZ) .

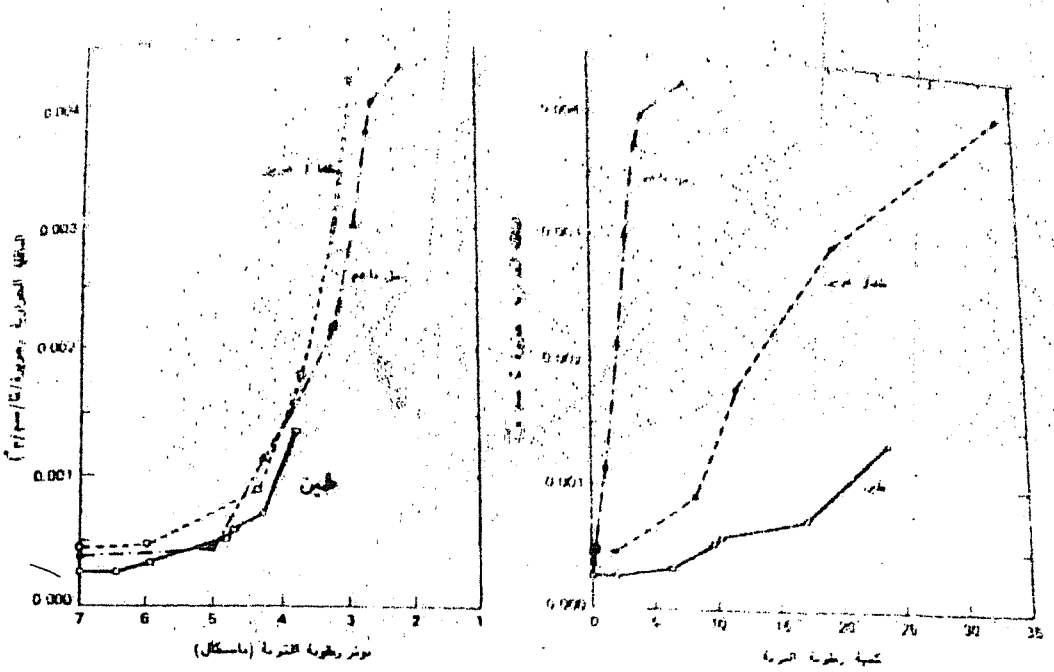
ΔZ = العمق المحدد (السماكة) .

وتعد الطاقة المتدفقة بكاملها إلى السطح إيجابية ، بينما تعد كل الطاقة الخارجة بعيداً من السطح سلبية . وتعتمد ناقلية التربة الحرارية على مساميتها ، ودرجة رطوبتها ، وكمية المادة العضوية فيها . ففي حال تساوي رطوبة التربة ، فإن ناقليتها الحرارية عندئذ تتناقص مع تزايد مساميتها ؛ إذ تتناقص من التربة الرملية الناعمة إلى التربة الطفالية الغرينية (SiltyLoam) إلى التربة الطينية - شكل (١٥) - .

وتحدد الناقلية الحرارية للتربة معدل انتقال الحرارة . وما تغير درجة الحرارة في التربة - أو غيرها من المواد - سوى نتاج الانتقال الحراري الذي يعتمد على الاختلاف في سعتها الحرارية . ويرتبط الانتشار الحراري (Thermal Diffusivity) (K_H) بناقلية التربة للحرارة (K_λ) وسعتها الحرارية ، كما توضح ذلك العلاقة التالية :

$$K_H = \frac{K_\lambda}{C_{gp}} = \frac{K_\lambda}{C_\gamma}$$

(*) الناقلية الحرارية ، هي كمية الحرارة المتدفقة في واحدة الزمن ضمن مقطع عرضاني من التربة مقداره سم٢ واحد حيث غراديان الحرارة يساوي ١°م/ سم عمق .



الشكل (15) الناقلية الحرارية في ثلاثة نماذج من التربة ، حسب كمية الرطوبة (أ) وتوتر الرطوبة (ب)

وتحسب وحدة الانتشار الحراري بالـ (سم^2/ ثا) .

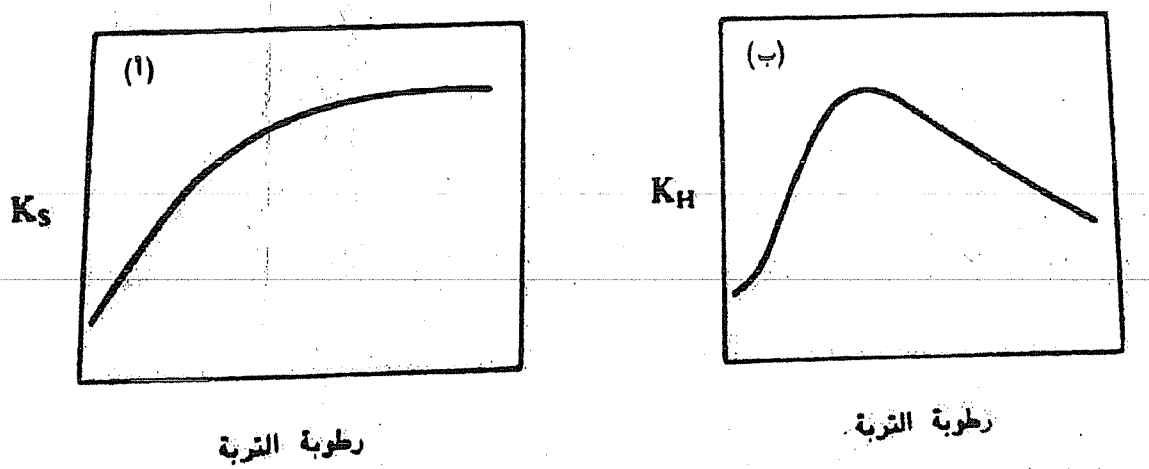
ويبين الجدول التالي (٥) الخواص الحرارية لبعض أنواع الترب وكثافاتها .

جدول رقم (٥)

المادة	الصفة	الكثافة (غ/ سم^3)	الحرارة النوعية (حريرة/ غ م)	السعة الحرارية (حريرة/ سم^3 م)	الناقلية الحرارية (حريرة/ سم/ م^2/ثا)	الانتشار الحراري (سم^2/ ثا)
تربة رملية	جافة	١,٦٠	٠,٨٠	١,٢٨	٠,٣٠	٠,٢٤
(المسامية ٤٠)	رطبة (مشبعة)	٢,٠	١,٤٨	٢,٩٦	٢,٢٠	٠,٧٤
تربة طينية	جافة	١,٦٠	٠,٨٩	١,٤٢	٠,٢٥	٠,١٨
(المسامية ٤٠)	رطبة	٢,٠	١,٥٥	٣,١٠	١,٥٨	٠,٥١
تربة رملية (المسامية ٦٠)	جافة	٠,٣٠	١,٩٢	٠,٥٨	٠,٠٦	٠,١
	رطبة	١,٠٠	٣,٦٥	٤,٠٢	٠,٥٠	٠,١٢

	حديث	٠,٠٠٥	٢,٠٩	٠,٢١	٠,٠٨	٠,١٠
	قديم	٠,٤٥	٣,٠٩	٠,٨٤	٠,٤٢	٠,٤٠
	بعلي (٢٠°م)	٠,٩٢	٢,٠٠	١,٩٣	٢,٠٢	١,١٦
	درجة الحرارة (٤°م)	١,٠٠	٤,١٨	٤,١٨	٠,٥٧	٠,١٤
	درجة الحرارة (١٠°م)	٠,٠٠١٢	١,٠١	٠,٠٠٠١٢	٠,٠٢٥	٢٠,٥٠
	مضطرب	٠,٠٠٠١٢	١,٠١	٠,٠٠٠١٢	١٢٥ تقريباً	١٠×١٠ تقريباً

ويتضح من الجدول أن تزايد رطوبة التربة يؤدي إلى تزايد ملحوظ في الانتشار الحراري ، والسعة الحرارية وكذلك الناقلية الحرارية ـ شكل (١٦) ـ . فوجود الماء في التربة يترتب عليه نقص في تأثير العزل الذي تمارسه الفراغات المملوءة بالهواء . غير أن ازدياد المادة العضوية في التربة يعمل على الإقلال من الانتشار الحراري بسبب دور تلك المادة في تزايد المسامية . كما وينجم عن تزايد اندماج التربة تزايد في الانتشار الحراري نتيجة تناقص حجم الفراغات (المسامات) العازلة . ومما لا شك فيه ، أن الانتشار الحراري يكون في التربة أقل بكثير مما هو عليه في الهواء الساكن ، وكمثال على ذلك ؛ يكون الانتشار الحراري في التربة بحدود ٠,٠٠٤ سم٢/ ثا وسطياً ، بينما يقارب من ٠,٢ سم٢/ ثا في الهواء الساكن .



الشكل (16) العلاقة بين كمية رطوبة التربة و(أ) الناقلية الحرارية للتربة و(ب) الانتشار الحراري للتربة لبعض أنواع الترب .

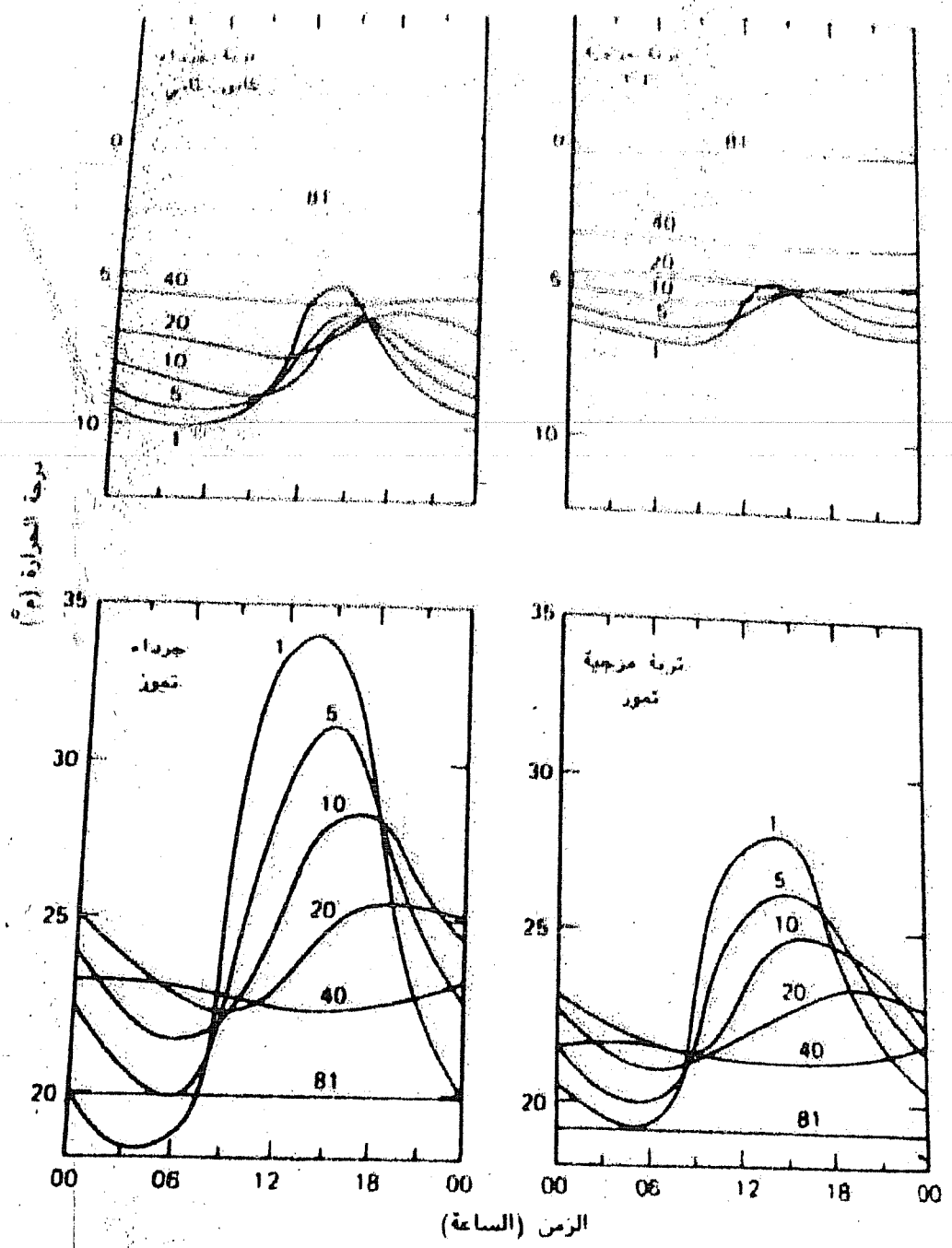
ب ـ اختلاف درجة حرارة التربة مع العمق

تختلف درجة نفاذية الطاقة الإشعاعية ضمن التربة ، وبالتالي انتقال السخونة حسب نوعية التربة (درجة مساميتها ولونها وكمية المادة العضوية فيها ورطوبتها) . وتختلف على ضوء ذلك درجة حرارتها مع العمق .

فنسيج التربة (قوامها) يؤثر تأثيراً واضحاً على درجة حرارة التربة . فالتربة الرملية (نسيج خشن) تختلف في تسخنها عن التربة الغرينية Silt (نسيج ناعم) . فعلى افتراض أن كلا نوعي التربة في نهاية فصل الشتاء كان مشبعاً بالماء ، فإن الناقلية الحرارية ستتساوى فيهما عندئذ . إلا أنه بسبب عدم قدرة التربة الرملية على الاحتفاظ بالماء ، لكونها ذات تصريف جيد ، فستجف بسرعة أكبر مع تقدم الزمن من سرعة تجفف التربة الغرينية. وخلال عدة أيام ستتناقص الناقلية الحرارية في التربة الرملية بشكل حاد لبقاء الفراغات المسامية مملوءة بالهواء الناقل الرديء للحرارة . وستتناقص مع ذلك السعة الحرارية ـ حيث يتصف الماء بسعته الحرارية الأكبر من أية مادة في التربة ـ ،وأكثر من ذلك، فإن التبريد التبخيري عند السطح سيتوقف عندما يصبح الماء غير متوافر (غير متاح) . لهذه الأسباب فإن التربة الرملية تتسخن بشكل أسرع في الربيع ، كما أنها تتبرد بشكل أسرع في الخريف من التربة الغرينية أو الطينية تحت ظروف الطقس نفسها ، بسبب كمية الرطوبة الأخفض والسعة الحرارية الأقل .

ويبين الشكل (١٧) المعدل الساعي لدرجة حرارة نموذجين من التربة عند أعماق مختلفة. كما تختلف أيضاً درجة احتفاظ التربة بالطاقة الحرارية التي اختزنتها أثناء النهاء وفي الفصل الحار .

وتكاد تتحدد فعالية التسخين والتبريد اليومية للتربة بمدى عمق يبعد عن السطح بحدود ٢٠ سم ؛ ففي ساعات النهار تتناقص درجة حرارة التربة بشكل حاد حتى عمق ٢٠ سم لينخفض معدل تناقصها بعد ذلك . أما في ساعات الليل فإن درجة الحرارة تتزايد مع العمق حتى عمق ٢٠ سم بحدود ٢ ـ ٤°م لتنعكس بعد



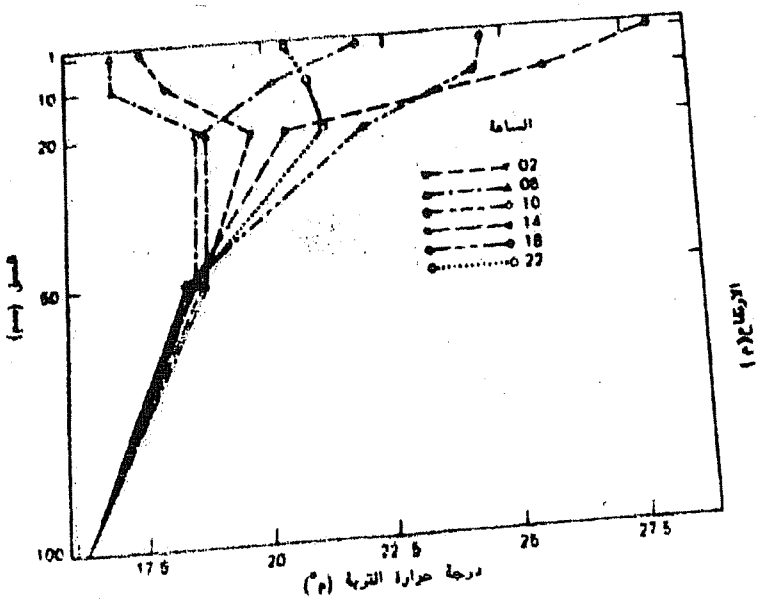
الشكل (17) المعدل الساعي لدرجة حرارة نموذجين من التربة ، إحداهما عارية جرداء ، والأخرى مغطاة بنبات مرجى في شهري كانون الثاني وتموز ، عند أعماق مختلفة .

ذلك نحو التناقص كما هو موضح في الشكل التالي (١٨) . وفي الصيف تكون الطبقات العليا من التربة أدفأ من السفلى ، وفي الشتاء تكون السفلى هي الأدفأ .

والجدول التالي (٦) يبين المتوسط الشهري لدرجة حرارة التربة (م°) على أعماق مختلفة في منطقتين من سورية تختلف الترب فيها

جدول رقم (٦) :

المنطقة	العمق (سم)	الشهر: كانون الثاني	نيسان	تموز	تشرين الأول
اللاذقية	٥	٩,٨	١٨,١	٣٩,٩	٢١,١
	١٠	١٠,٣	١٧,٨	٣٠,٥	٢١,٧
	٢٠	١٠,٩	١٧,٦	٢٩,٤	٢٢,١
	٥٠	١٢,٦	١٧,٠	٢٨,٣	٢٣,٥
	١٠٠	١٤,٧	١٦,٥	٢٦,٢	٢٤,٥
حماه	٥	٧,٩	١٧,٢	٣٢,٣	٢١,١
	١٠	٧,٨	١٦,٨	٣٠,٧	٢١,٢
	٢٠	٨,٣	١٦,٧	٣٠,١	٢٢,٢
	٥٠	١١,٢	١٦,١	٢٨,٩	٢٣,٩
	١٠٠	١٣,٦	١٥,٢	٢٧,٠	٢٥,١

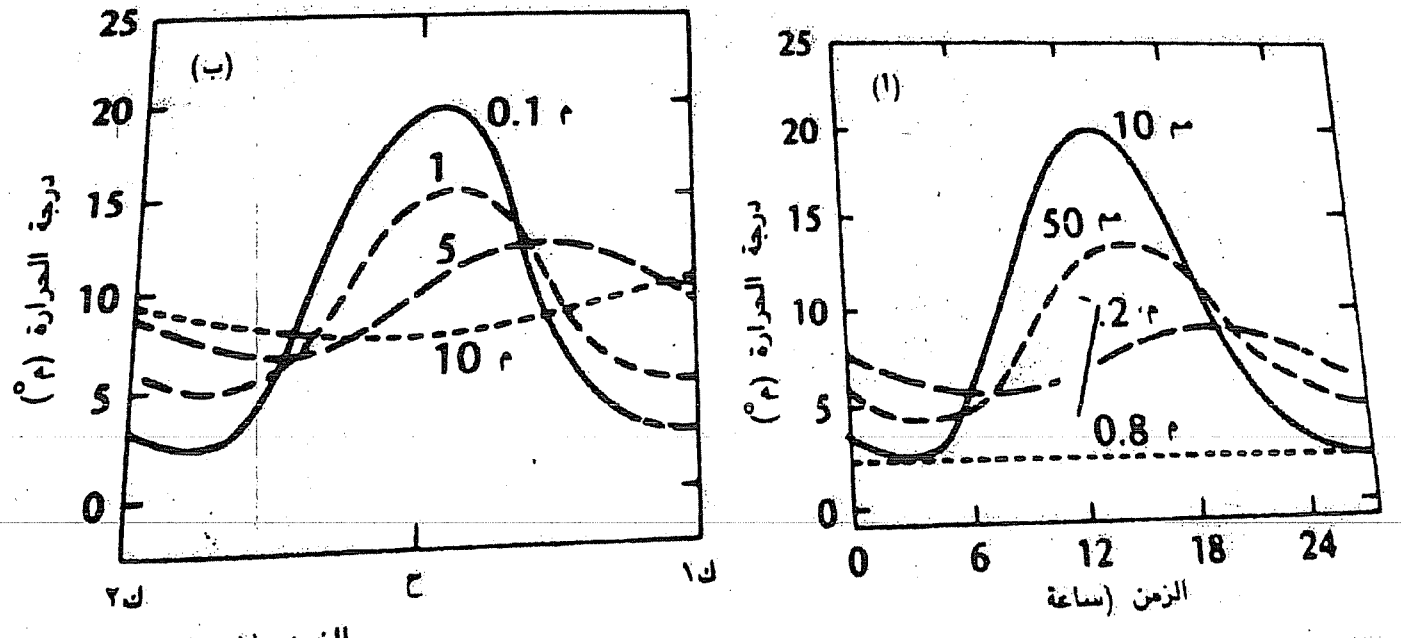


الشكل (18) مقاطع شاقولية في التربة في يوم صيفي نموذجي عند بلدة ارغوني في ولاية ايلليوى الأمريكية (يوم 27تموز عام 1955)

حـ - التغيرات اليومية والفصلية لدرجة حرارة التربة

تسمح الترب ذات الانتشار الحراري المرتفع بنفاذ سريع للتغيرات السطحية لدرجات الحرارة ، ولسماكات كبيرة . وهكذا فإن كمية الحرارة الواردة نفسها تتوافق مع نظم في درجات الحرارة تكون أقل تطرفاً في الترب ذات الانتشار الحراري الكبير عما في الترب ذات الانتشار المنخفض . ففي الترب ذات الانتشارية الحرارية المنخفضة يتمركز التبادل الحراري في الطبقة العلوية فقط ، مما ينجم عنه تطرف ملحوظ في تذبذبات درجة الحرارة اليومية .

وتبدو تغيرات درجة حرارة التربة بشكل موجات خلال اليوم . وتختلف سعة الموجات الحرارية اليومية باختلاف عمق التربة ، فهي تكون كبيرة عند السطح ، لتتناقص بشكل ملحوظ مع ازدياد العمق - شكل (١٩) - . كما يتناقص المدى اليومي لدرجة حرارة التربة في الصيف والشتاء مع تزايد العمق سواء أكانت التربة عارية من النبات أم مكسوة به - أنظر الشكل السابق (١٧) - . فعند عمق ٤٠ سم تكون الموجات ضئيلة الاتساع بخاصة في الشتاء ، وعند عمق ٨٠ سم لا تبدو هناك أية تموجات يومية في درجة الحرارة ، ويكون مسار الحرارة اليومي عند هذا العمق منتظماً . وبسبب شدة الإشعاع المنخفضة شتاء ، فإن السعة اليومية لدرجة الحرارة



الشكل (19) الدورة العامة لدرجة حرارة التربة عند أعماق مختلفة : (أ) يومية ، (ب) سنوية .

السطحية تكون منخفضة . كما تتأخر النهايات الحرارية اليومية العظمى والصغرى مع تزايد العمق - كما هو موضح في الشكل السابق -.

وتشابه الاختلافات اليومية والسنوية لدرجة الحرارة بالقرب من سطح التربة تلك التي تتواجد فوق السطح مباشرة . وبالابتعاد عن سطح التربة سواء نحو الأعلى في الجو أم نحو الأسفل ضمن التربة تقل التموجات في منحنى الحرارة اليومي والسنوي ، ويتأخر حدوث النهايتين الحراريتين العظمى والصغرى .

د - تعديل حرارة التربة :

هناك عدة طرق لتعديل حرارة التربة . فبالإضافة إلى العمليات الزراعية التي تحدث تغيراً في خصائص التربة الحرارية - من حيث تغير تماسكها وتحسين نظام تهويتها وازدياد الانتشار الحراري . . . الخ - . والمتمثلة في حراثة التربة بالدرجة الأولى ، خاصة إذا ما كانت تتم الحراثة بشكل أثلام ، حيث تبدو التربة مضرسة بشكل شبه منتظم . ففي الاثلام المتجهة شرقاً - غرباً ، فإن أعرافها عند عمق ١٠ سم تكون أعلى حرارة في وقت بعد الظهيرة ، بينما تكون جوانب الأثلام المواجهة للغرب هي الأعلى حرارة في الاثلام الممتدة باتجاه شمال - جنوب .

ومن طرق تعديل درجة حرارة التربة نذكر مايلي[1]:

أ - تقشيش التربة

أي تغطية سطح التربة بطبقة من التبن أو القش (تبن ناعم ، قطع من العشب اليابس ، نشارة الخشب ، بقايا المحاصيل) أو أية مادة أخرى (بلاستيك ، ورق ، دريس) تشكل حاجزاً أمام نقل الحرارة أو البخار . إذ يترتب على ذلك حماية التربة من الارتفاع الحراري الكبير في ساعات النهار ، ومن التبرد الشديد في ساعات الليل . حيث تقوم تلك المواد بدور العازل الحراري - شكل (٢٠) يوضح نتائج استخدام هذه الطريقة -. كما أن الجدول التالي (٧) يبين درجة حرارة الهواء عند

---

(1) Rosenberg, N.J. Op. Cit. p. 151-152

شكل [illegible] درجة الحرارة عند عمق [illegible] سم (٢) وعمق ٥ سم (١) باستخدام الغطاء [illegible] وسطح تربة جاف

[illegible] درجة حرارة التربة العظمى والصغرى عند عمق [illegible] سم بوجود [illegible] غطاء بلاستيكي أسود ، وحسب درجة تغطية السماء بالغيوم [illegible] في ولاية [illegible] الأمريكية عام ١٩٦٢ .

[illegible]

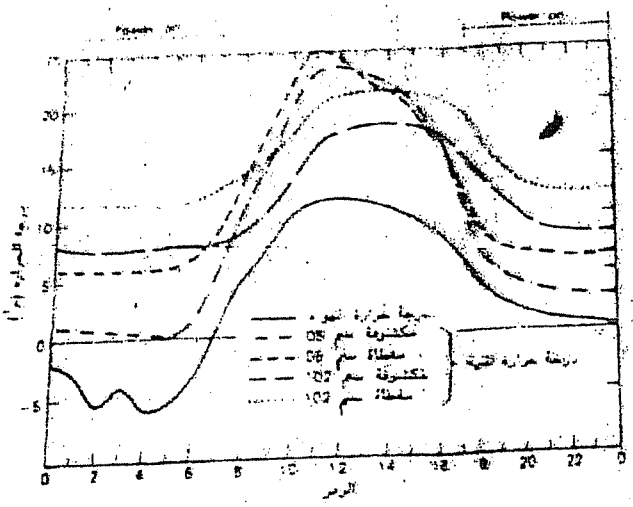
عن Rosenberg, 1974

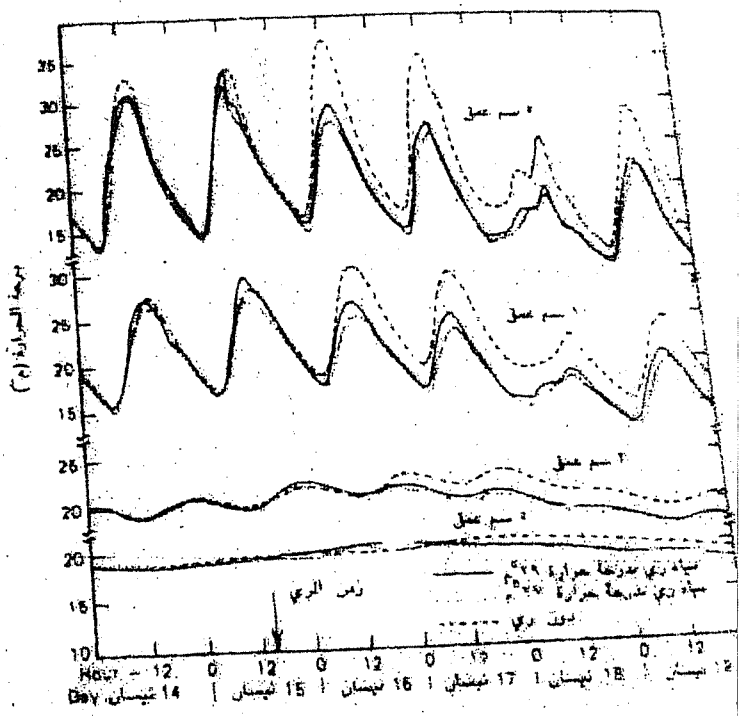
التاريخ	درجة الحرارة العظمى (م°) الهواء	تربة جرداء	تربة مغطاة بالبلاستيك	الفرق بين	درجة الحرارة الصغرى (م°) الهواء	تربة جرداء	تربة مغطاة بالبلاستيك	الفرق بين	حالة الطقس
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	٦.٩	٩.٨	١٢.٨	[illegible]	صحو - غائم جزئيا
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	١٣.٣	١٦.١	١٨.٣	-٢.٣	غائم كليا
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	١٤.٤	١٦.٣	١٨.٥	-٣.٣	غائم - ممطر
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	١٨.٣	١٩.٥	٢٠.٦	-٣.٣	غائم جزئيا
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	صحو - غائم جزئيا
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	صحو
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	صحو
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	٢٣.٨	٢٦.٧	-٣.٩	غائم كليا
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	١٥.٦	١٩.٥	٢٣.٣	-٣.٩	ممطر
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	٢٢.٥	٢٤.٤	-٢.٢	ممطر - غائم
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	٢٢.٥	٢٥.٦	-٣.٣	غائم جزئيا - ممطر

... سم في التربة . ولكن تربة طينية تحتفظ بحرارتها ...
... حوالي ٣٠ م حوالي فصل الشتاء (شكل ٢١) ...
... الحرارة في السلك مباشرة بالطاقة المحمولة بالسلك . أما قرب السطح فيكون ...
... تغيرات الضغط تأثير كبير على الحرارة السطحية . لذا فمن الممكن القيام بتغطية ...
... سطح التربة بأغطية تحميه من ضياع الحرارة الداخلي

جـ - الري بمياه حارة أو باردة

يمكن اللجوء في الليالي الباردة وفصل الشتاء الشديد البرودة الى ري التربة بمياه دافئة - كما في حال مياه التبريد الخارجة من المصانع والمعامل ومحطات توليد الطاقة الكهربائية - أما في ساعات النهار الحارة وفي فصل الصيف ، فتعدل درجة حرارة التربة بريها بمياه باردة لتخفيض درجة حرارتها - والشكل (٢٢) يوضح نتائج استخدام الري في تعديل حرارة التربة -





الشكل (21) درجة حرارة التربة عند عمقين بوجود غطاء حماية وبدونه . ودرجة حرارة الهواء ، حيث سخنت التربة بـ 108واط/م²

الشكل (22) التباين اليومي في درجات حرارة التربة عند اعماق 5 ، 10 ، 30و 50سم ، في حال ريها وعدم ريها .

٢ ـ رطوبة التربة

يمثل رطوبة التربة العنصر الأكثر أهمية في حياة النبات . فلا بد من توفر الماء حتى يستطيع النبات أن يستفيد منه . وبشكل عام ، لا يستفيد النبات من ماء التربة جميعه ، ذلك أن جزءاً منه فقط هو القابل للامتصاص بواسطة الجذور ؛ فالنبات لا يستطيع من امتصاص الماء اللاصق بجزئيات التربة (الماء الهيجروسكوبي) ، بينما يستطيع امتصاص الماء الشعري الذي تحتفظ به التربة حول حبيباتها . وتتوقف رطوبة التربة على الظروف المحيطة بها ، إذ تكون عالية عقب الري أو هطول الأمطار ، أو في حال ارتفاع مستوى الماء الأرضي ، والعكس صحيح .

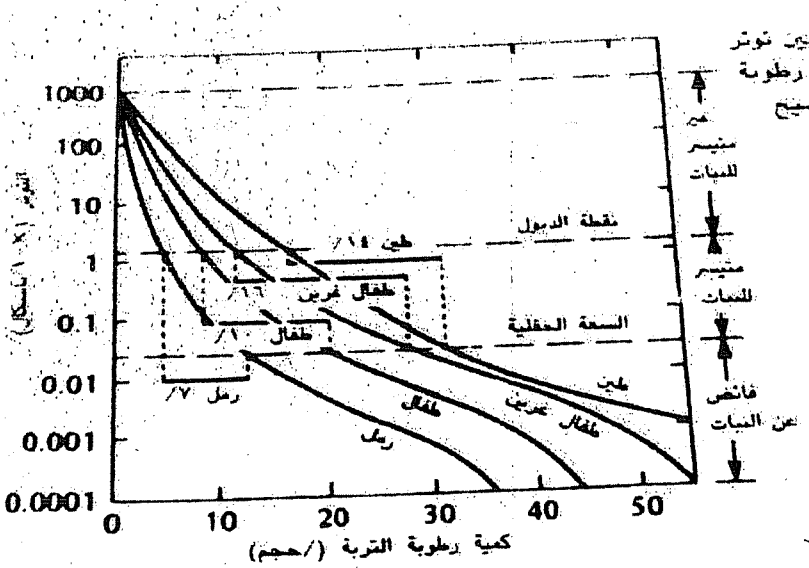
ولما دامت رطوبة التربة عند سعتها الحقلية ، فهذا يعني أن الماء متوفر للنبات ومتاح له بيسر ، أما إذا انخفضت رطوبة التربة عن سعتها الحقلية ، فسيقل الماء المتاح للنبات في التربة باستمرار مع تفوق التبخر النتح الممكن (الأعظمي) على كمية المياه المضافة للتربة عن طريق التهطال أو الري ، إلى أن ينخفض مخزون التربة من الماء إلى الحد الذي يبدأ بعده النبات بالذبول ، ويعرف هذا الحد بنقطة الذبول .

ويعبر عن رطوبة التربة عادة بإحدى الطريقتين التاليتين :

أ ـ كمية رطوبة التربة ؛ وهي مقياس لكمية الماء الفعلية . وتحدد كنسبة مئوية لحجم التربة الرطبة التي يحتلها الماء . وهذه ملائمة للاستخدام بشكل خاص في دراسة الموازنة المائية ، حيث تكون التغيرات في الكتلة هامة .

ب ـ ضغط (جهد ، توتر) رطوبة التربة ؛ وهو مقياس غير مباشر لكمية الماء في التربة . ويعبر عن الطاقة الضرورية لاستخلاص الماء من مواد التربة . ووحداته القياسية هي تلك المستخدمة في الضغط (باسكال=١٠,٠ ميليبار) . ويمثل هذا المفهوم قيمة تقدر إمكانية استعمال الماء من قبل النبات ، كما تساعد على حساب حركة الرطوبة في التربة .

وتتعلق قوى الضغط (التوتر) التي تمسك ماء التربة بمسامية التربة وكمية ماء التربة ـ شكل (٢٣) ـ . وتكون هذه القوى ضعيفة في الترب المفككة والرطبة ، وكبيرة في الترب الجافة والمندمجة . وبذا تكون قيمة توتر رطوبة التربة أكبر ما تكون

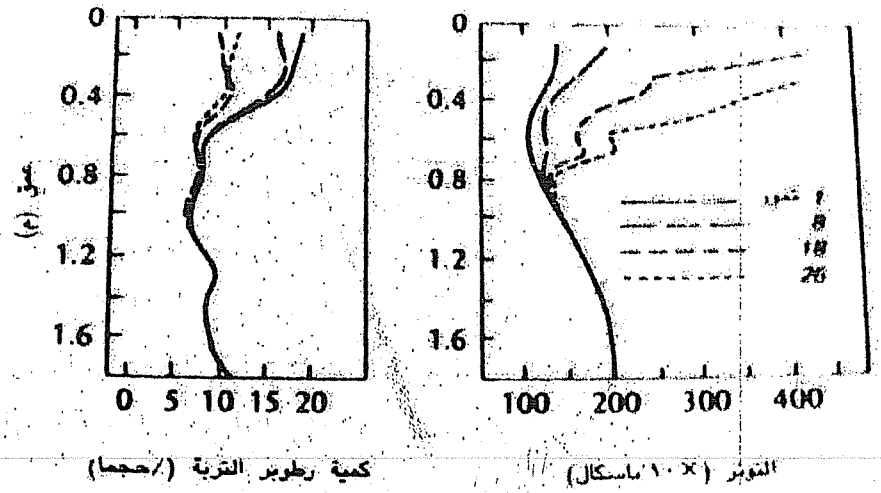


الشكل (23) العلاقة بين توتر رطوبة التربة - وكمية رطوبة التربة في ترب ذات نسيج متنوع

عليه في التربة الطينية ، وأخفض ما تكون عليه في الرمل الخشن ، في حين تكون متوسطة في التربة الطفالية (Loamy soil) .

وفي أية تربة كانت ، فإنه مع تزايد ضغط رطوبة التربة تتناقص كمية رطوبة التربة ، ولكن ليس بصورة خطية . وهكذا فإنه من السهل نسبياً على النبات استخلاص الرطوبة من تربة رطبة ، إلاّ أنه عند جفافها تتزايد الصعوبة في انتقال الماء . ويبين الشكل السابق (٢٣) مدى التوتر الرطوبي الذي يسمح للنبات باستخلاص ماء التربة ، وفيه يظهر أن التربة الرملية ذات ماء متاح أقل (٧٪ حجماً) والتربة الغرينية (السلتيّة) ذات ماء متاح أكبر (١٦٪ حجماً) .

ويوضح الشكل (٢٤) مفهومي رطوبة التربة ، ومقاطع شاقولية ، لكليهما في موقع واحد خلال فترة شهر عندما كانت التربة تتجه نحو التجفف . ويبين أن كمية رطوبة التربة تتناقص خلال تلك الفترة ، بينما يتزايد التوتر الرطوبي . ومن الممكن استخدام تلك التغيرات في كمية رطوبة التربة في حساب الفاقد بالتبخر النتح إلى الجو بواسطة استكمال المساحة بين المقاطع المتتابعة في الزمن .



الشكل (24) مقاطع شاقولية لكمية رطوبة التربة وتوتر رطوبة التربة في تربة لومية رملية خلال فترة جافة

- تهوية التربة

ترتبط تهوية التربة بمساميتها التي لا تزيد على ٣٠٪ من حجم التربة في الأراضي الرملية ، وتصل إلى ٤٥٪ في التربة الغرينية الطينية ، وإلى ٥٠٪ في التربة الطينية الثقيلة . وتزداد المسامية بزيادة المادة العضوية لتصل إلى ٦٠٪ في تربة أراضي الحشائش[1] . ويترتب على ازدياد رطوبة التربة سوء في تهويتها مما ينعكس سلباً على نمو النبات ، ولذا فإن التربة الجافة أكثر تهوية من التربة الرطبة ، حيث يزاح هواء التربة ليحل بدلاً من الماء عند نفوذه إلى التربة .

ويترتب على وطء حيوانات الرعي على أراضي الحشائش وغيرها ، انضغاط التربة السطحية لبضع سنتمترات ، مما يترتب عليه نقصان في مسامية التربة بحدود ١٠ - ٢٠٪ أو أكثر . ويزداد نقصان مسامية التربة عند استخدام بعض أجزاء الأرض كطرق للسيارات أو للمشاة أو للحيوانات .

وتختلف تركيب هواء التربة بعض الشيء عن تركيب الهواء الجوي ، لقربه من الجذور والكائنات الحية الدقيقة في التربة ، والتي تنفث غاز ثاني أوكسيد

---

(1) Weaver J.E & Clements. F.S. -plant Ecology New york. 1957 p 196-197

الكربون باستمرار وتمتص من هواء التربة الأوكسجين . ويحتوي هواء التربة في الأراضي المزروعة على نسبة من الأوكسجين تقل قليلاً عما يحتويه الهواء الجوي (٢٠,٣٪ حجماً في التربة مقابل ٢١٪ في الجو) ، بينما ترتفع نسبة ثاني أوكسيد الكربون (CO_2) فوق النسبة العادية (٠,١٥ - ٠,٤٥ في التربة مقابل ٠,٠٣ في الجو) .

الفصل الرابع

مناخ السطوح المنبسطة الجرداء

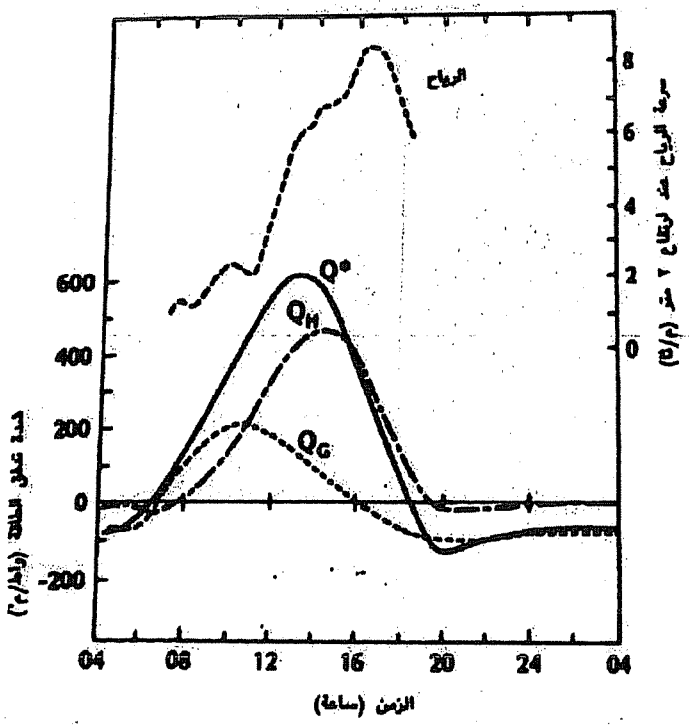
سنعالج في هذا الفصل المناخ الأصغري المرتبط بسطوح منبسطة عارية من النبات (تربة جرداء ، صحراء ، ثلج وجليد ، ومسطحات مائية) . ولما كنا قد تعرضنا في الفصل الثاني إلى ظروف التربة الجرداء ، فستوقف في هذا الفصل عند الصحاري الرملية ، والسطوح الثلجية والجليدية ، والمسطحات المائية .

١ - مناخ الصحاري الرملية :

تمثل الصحاري الرملية انموذجاً تقليدياً للبيئة المناخية المتطرفة حرارياً ، التي تعاني من عجز سنوي كبير في المياه ، وفقر جوها الشديد ببخار الماء ، وهذا أسهم إسهاماً كبيراً فيما تتميز به من تطرف حراري .

وتتميز الموازنة الإشعاعية في الصحراء بوارد وفاقد إشعاعي كبيرين . وباستثناء الأتربة المعلقة في أجواء الصحاري التي تتعاظم في بعض أيام السنة ، فإن جو الصحراء يكون عادة صحواً تسطع فيه الشمس ، وتتلألأ في الليالي المظلمة النجوم ، ويملأ القمر السماء والأرض بضيائه ، خاصة وان كمية بخار الماء في أجواء الصحاري منخفضة ، والغيوم نادرة . وينتج عن ذلك وصول نحو ٨٠٪ من

الأشعة الشمسية ذات الأمواج القصيرة إلى سطح الصحراء . وفي العروض شبه المدارية تكون الشمس قريبة من السمت وقت الظهيرة ، مما يجعل الوارد الإشعاعي الشمسي شديداً جداً . وعلى كل حال ، فإن الوارد الإشعاعي الشمسي يمكن أن يتعدل نوعاً نتيجة للارتفاع النسبي في عاكسية معظم الصحاري الرملية التي تتراوح عموماً بين ٠,٢٠ — ٠,٤٥ ، وبذا فإن فاقد الأشعة القصيرة يكون مهماً أيضاً . ولكن مع ذلك فإن سطح الصحراء يتلقى أشعة بكميات كبيرة تجعل منه سطحاً حاراً جداً ، مما يتيح له أن يبث إشعاعاً طويل الموجة بدرجة كبيرة . وينتج عن الإنعكاس والامتصاص الكبيرين للاشعاع أن صافي الأشعة الذي يمتص بواسطةالصحراء لا يكون كبيراً كما هو متوقع . وكمثال ؛ ففي صحارى العروض المنخفضة نسبياً ـ كما هو موضح في الشكل (٢٥) ـ تقارب القيمة العظمى من صافي الأشعة في وسط النهار من منتصف الصيف ٦٠٠ واط/م٢ ، وهي أكبر نسبياً مما في أقليم الحشائش ، وأراضي الحبوب في العروض الوسطى ، وأقل مما في إقليم الغابات المخروطية في العروض الوسطى في الفصل نفسه ، وأقل أيضاً من القيمة فوق سطح مائي في العروض الوسطى في أواخر الصيف . ويكون الإشعاع الصافي الليلي طويل الموجة سلبياً في الصحراء بسبب بقاء النافذة الجوية مفتوحة لصحو السماء وجفاف الجو .



الشكل (25) مركبات موازنة الطاقة وسرعة الرياح عند سطح صحراوي جاف في 10–11حزيران عام 1950عند خط عرض 35 شمالاً في ولاية كاليفورنيا .

وبصورة عامة ، فإن الطاقة الإشعاعية المتاحة في الصحراء يمكن لها أن تتبدد كحرارة محسوسة (أي تتحول إلى حرارة تسخن الهواء والتربة) بسبب التبخر الذي يكون مهملاً . وينتقل معظم الفائض الإشعاعي النهاري إلى الجو بواسطة الحركات الاضطرابية . وخلال فترة ٢٤ ساعة (يوم كامل) تستهلك الحرارة المحسوسة حوالي ٩٠٪ من الإشعاع الصافي - انظر الشكل السابق (٢٥) - في حين يتحول ١٠٪ منه تقريباً إلى حرارة تربة ، لانعدام التبخر الفعلي تقريباً .

وللحرارة تحت السطحية أهمية كبيرة في الموازنة الحرارية الساعية في المناطق الصحراوية . ففي ساعات الصباح الباكر ، وخلال الليل تكون الحرارة تحت السطحية ذات أهمية كبرى في التوازن الاشعاعي عند السطح ؛ ففي تلك الساعات من اليوم تكون الرياح خفيفة ، والنقل الاضطرابي محدود نسبياً . وفي الصباح المتأخر وبعد الظهيرة تسيطر حالة عدم الاستقرار الحراري - الحركي (الترموديناميكي) ، وتنشط الرياح بشكل ملحوظ مما يترتب على ذلك تدفق فائض الحرارة السطحية نحو الأعلى إلى الجو .

ويحدث في الصحراء تخامد سريع مع العمق لشدة تدفق الحرارة تحت السطح لما تتصف به التربة الجافة والرملية من انتشارية منخفضة ، وهذا يقود في النهار إلى تجمع حراري قوي في طبقة سطحية رقيقة ، وبالتالي تسخين سطحي شديد جداً ، بينما يحدث العكس في الليل ، حيث تكون تلك الطبقة في حالة انتشار متباعد للتدفق الحراري ، وتبريد سطح قوي . وتفتقر الطبقات الأعمق إلى التبادل في الطاقة مع السطح نتيجة ضعف الناقلية في الطبقة الحاجزة (أسفل الطبقة السطحية) ، مما يجعل تغيرات درجة الحرارة قليلة نسبياً .

وهكذا نجد أنه نتيجة لانخفاض الرطوبة الجوية ، والأرضية ، وتركز الحرارة في طبقة الرمل العليا ، فإن درجة الحرارة السطحية تكون شديدة الارتفاع أثناء النهار . ففي الصحاري الخفانية الاندفاعية (pumice) تصل درجة الحرارة السطحية في منتصف النهار إلى ٥٠°م ، ولتبلغ في الحالات الأكثر تطرفاً ما يزيد على ٧٠°م ،

حيث تكون أسطح الصحاري الرملية ساخنة جداً لدرجة تعيق المشي عليها عاري القدمين . وفي الصحاري الرملية المدارية وشبه المدارية تسمح درجة حرارة الرمال العليا بشي حبات الفستق السوداني ، وكذلك البيض .

ومما تجدر الإشارة إليه أنه في المنطقة المدية الداخلية من الشواطىء الرملية للصحاري الساحلية ، حيث تتوفر الرطوبة ، فإن التبريد التبخيري يعمل على تخفيض درجة الحرارة السطحية بشكل كبير . وبصورة عامة ، فإن درجة الحرارة فوق السطح الصحراوي وتحته - سواء في الصحارى المدارية أو شبه المدارية - تنخفض بشكل حاد ، بحيث نجد أن معدل التناقص الحراري كبير جداً . فعند ارتفاع ٢ م فوق السطح الصحراوي ، كانت درجة الحرارة في وسط النهار أخفض بحدود ٢٨ - ٢٩°م مما هي عليه عند السطح ، كما أشارت إلى ذلك العديد من القياسات . ولقد اشار (جريفث Griffiths ، ١٩٦٦) من خلال القياسات التي تمت في الصحراء العربية الجنوبية إلى فارق بلغ ٢٨°م في الـ ٥٠مم الأولى القريبة من سطح الرمال ، وهذا ما يعادل إلى معدل تناقص حراري يكبر بحدود ٥٥٠٠٠ مرة المعدل الأديباتي الجاف[1] .

وتكاد لا تخلو صحراء في العالم من وجود واحة أو مجموعة من الواحات منتشرة في أعماقها ، مشكلة منخفضات تضاريسية واسعة تنفجر في بعضها الينابيع ، ويرتفع فيها مستوى الماء الجوفي ليصبح رفعه متيسراً نحو السطح بحفر الآبار ، بحيث تشكل الواحة في وسط الصحراء بيئة منفردة كجزيرة متميزة برطوبتها الأرضية المرتفعة ، ووفرة نباتاتها ، وارتفاع رطوبتها الجوية قياساً بما حولها ، وهذا ما يترتب عليه ضياع نسبة من الإشعاع الشمسي الواصل إليها بالتبخر - خاصة وأن التبخر النتح الفعلي فيها كبير لأنه بالإضافة إلى ماء المطر القليل عموماً ، هناك مياه الري المستمدة من الينابيع ، أو من الآبار مما يوفر سطحاً تبخيرياً كبيراً - مما يجعل الواحة أبرد مما حولها .

---

(1) Griffiths, J.F: «Applied Climatology». Oxford University press, 1976, p.14.

ومما يعرف بتأثير الواحة (Oasis Effect) يتواجد في ظروف أخرى غير ظروف الواحة الحقيقية ، حيث يتمثل هذا التأثير في :

أ ـ بحيرة واقعة في منطقة ذات مناخ صيفي جاف .

ب ـ جليدية في واد جبلي .

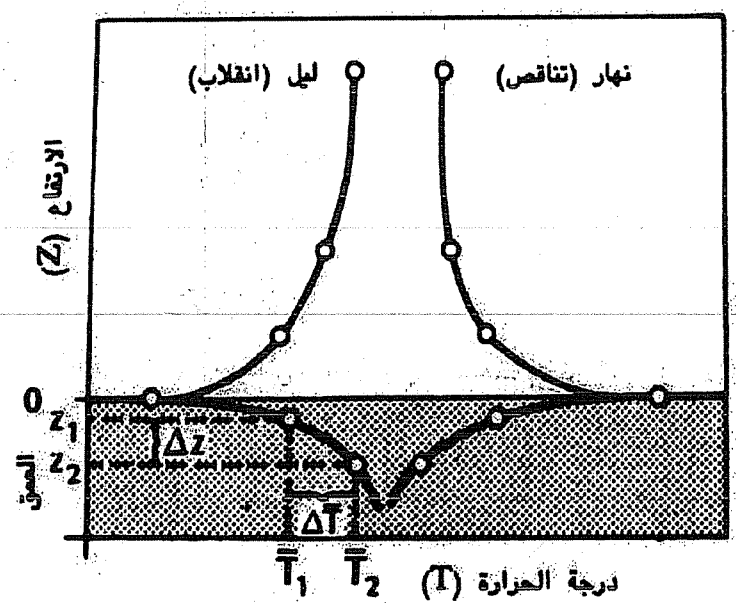
جـ ـ بقعة ثلجية منعزلة .

د ـ شجرة مفردة في شارع أو في أرض جرداء .

هـ ـ منتزه (حديقة) في مدينة .

وينجم عن الارتفاع الشديد لدرجة حرارة سطوح الصحاري عدم استقرار حملاني واضح في الجو الأدنى من الصحارى . وتقود ظاهرة عدم الاستقرار الشديدة هذه إلى تشكل الرياح الدوامية المعروفة بالشياطين الترابية Dust Divels . وتساهم عملية انكسار الضوء وانعكاسه في الأجواء الدنيا من المناطق الصحراوية في فصل الصيف في خلق ظاهرة السراب .

ويشابه المقطع الشاقولي لدرجة الحرارة الليلية فوق سطح الصحراء وتحته ذلك الذي فوق التربة الجرداء ـ شكل (٢٦) ـ . ويؤدي التبرد السطحي الليلي إلى حدوث انقلاب حراري يجعل الأجزاء الدنيا من الجو مستقرة . وهكذا يترتب على التبرد الليلي الشديد والتسخن النهاري الكبير ظهور مدى حراري يومي كبير عند

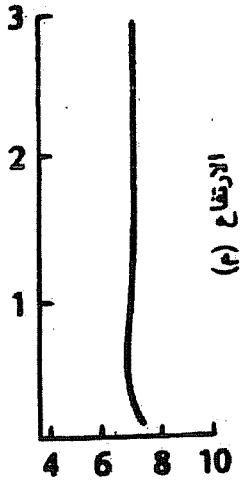


الشكل (26) مقاطع نموذجية شاقولية لمتوسط درجة الحرارة قرب سطح تقاطع التربة مع الغلاف الجوي في أثناء طقس لطيف .

سطح الصحاري وقريب منه ؛ فالمدى الحراري اليومي عند مستوى قفص الرصد الجوي (١,٥م) يبلغ قرابة ٤٠°م ،وقد يصل إلى ٥٦°م في توكسون (Tucson) بولاية أريزونا الأمريكية[1] . ويظهر من الشكل السابق كبر المدى اليومي عند السطح نفسه . ويمكن للنباتات والحيوانات أن تقاوم ذلك التطرف الحراري بإحداث تكيف في سلوكها أو في فيزيولوجيتها . ويشعر الإنسان بحرارة لا تطاق أثناء النهار وبرودة ملحوظة في الليل .

ومما يمكن قوله ليس كثيراً حول المقطع الشاقولي للرطوبة - شكل (٢٧) - ، ما عدا ما تتميز به أجواء الصحاري من انخفاض في رطوبتها المطلقة تكون بعيدة عن التشبع ، ومعدل تناقص شاقولي ضعيف جداً في معظم الأحيان .

وينجم عن التغير اليومي الكبير في درجة الاستقرارية حدوث تبدل واضح في النظام اليومي لسرعات الرياح ، كما هو موضح في الشكل (٢٥) . فتعاظم حالة عدم الاستقرار في ساعات النهار - وخاصة في ساعات بعد الظهيرة - تسمح بحدوث تبادل شاقولي ، وتؤدي إلى انتقال قوة دافعة نحو السطح تقود إلى تسارع في الرياح في الطبقة السطحية . بينما تعمل حالة الاستقرار الليلية على إضعاف انتقال القوة الدافعة ، بحيث تصبح الطبقة السطحية غير مرتبطة جزئياً بالطبقات الأعلى ، ولتتهامد سرعة الرياح إلى أن تهدأ وتسكن . وتكون الرياح الصحراوية في منتصف النهار وبعده قوية بشكل يكفي لإثارة حبات الرمال ورفعها للأعلى متسلحة بها في حتها للأشكال الأرضية مكسبة إياها مظاهر جيومورفولوجية مميزة.



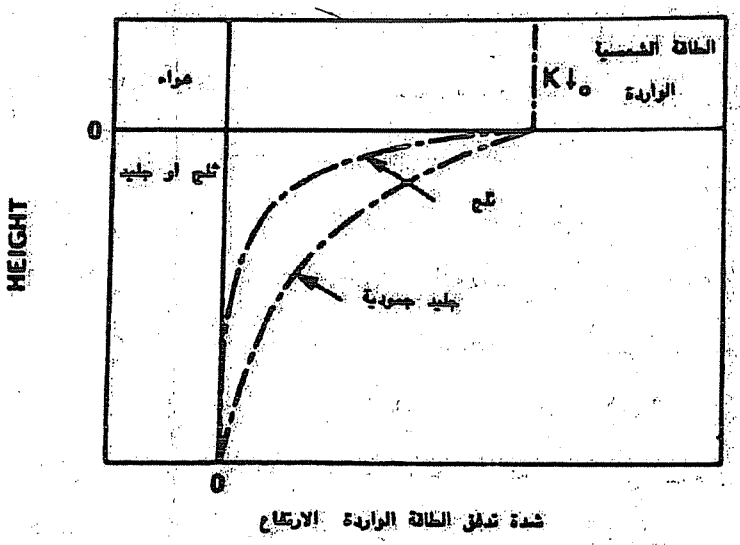
الشكل (27) المنحنى الشاقولي لضغط بخار الماء في منتصف النهار فوق سطح صحراء خفانية في ولاية أوريغون الأمريكية .

(1) Oke, T.R; Op. Cit. p. 67.

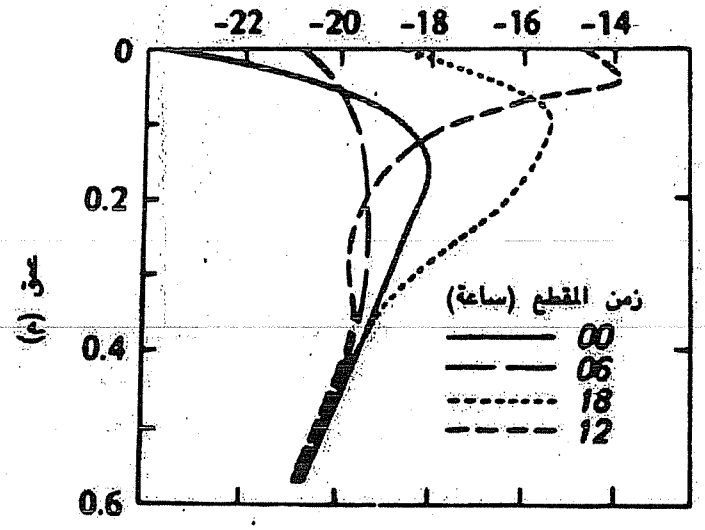
- مناخ السطوح الثلجية والجليدية :

تختلف السطوح الثلجية والجليدية عن غيرها في خصائصها الإشعاعية ، ومن ثم الحرارية ؛ فهي سطوح تسمح بانتقال بعض الأشعة الشمسية قصيرة الموجة ضمنها - شكل (٢٨) - ، كما وتتصف بعاكسيتها الكبيرة للأشعة التي تصطدم بها .

ويختلف المنحنى الشاقولي لدرجة الحرارة في سطوح الثلج والجليد عما هو في التربة ، وذلك لحدوث الأعظمي الحراري تحت السطح الثلجي مباشرة - شكل (٢٩) - . وهذا المظهر ناتج في الحقيقة عن سيطرة الانتقال الحراري الاشعاعي

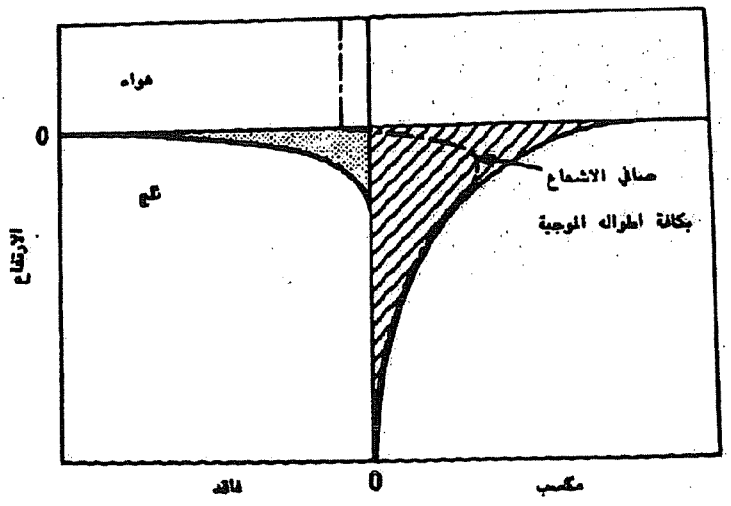


الشكل (28) مقاطع شاقولية نموذجية للإشعاع الشمسي خلال الثلج والجليد .



الشكل (29) منحنيات شاقولية ساعية لدرجات الحرارة في قبعة جليد جزيرة ديفون .

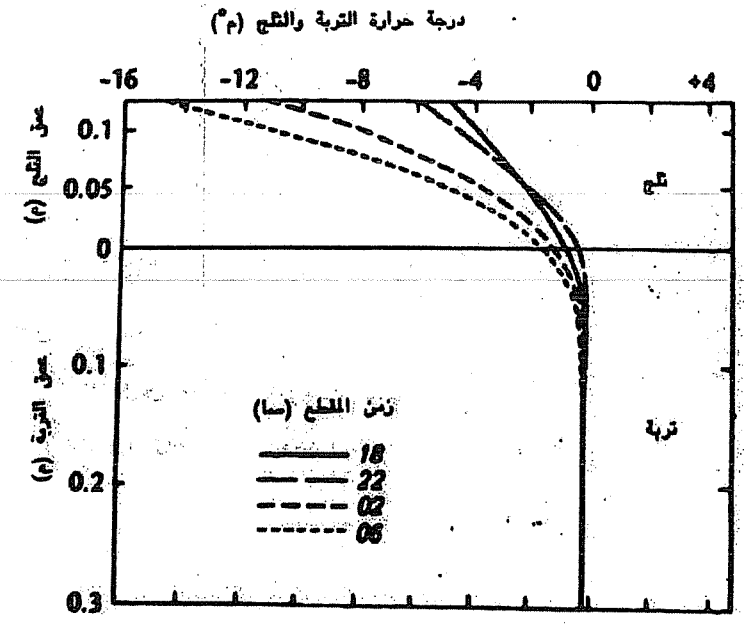
النهاري على التوصيل الحراري في الخمسين سنتيمتر العليا من الثلج والأمتار الخمسة العليا في الجليد ، وأيضاً بسبب انتقال الأشعة قصيرة الموجة بصورة أكبر بكثير من الأشعة طويلة الموجة في ذلك الوسط . وإذا تجاهلنا التوصيل الحراري فإن نمط مكسب الطاقة وفقدها في الطبقات العليا من الثلج يظهره الشكل (٣٠) . فالوارد الإشعاعي (بموجاته الطويلة والقصيرة) إلى الطبقة الثلجية من أعلى يمتص بشكل عام وفق قانون بير (Beer's Law) ، ويمتص الجزء الطويل الموجة بسرعة نسبية ، في حين يخترق الجزء قصير الموجة الثلج إلى أعماق أكبر . ويتمثل الفاقد الإشعاعي في انعكاس الأمواج القصيرة ، وفي انبعاثية الأمواج الطويلة التي يمكن أن تهرب إلى الجو . ذلك أنّ الماصية القوية للثلج في نطاق الأشعة تحت الحمراء تسمح بحدوث مثل هذا الفقد من طبقة سطحية رقيقة . ومن ثم فإن صافي الأشعة عند أي عمق (الفرق بين المكسب والخسارة) يكشف عن امتصاص أعظمي تحت السطح خلال النهار . وعند هذا المستوى - أي تحت سطح الثلج - يكون التسخين على اشده ، وتسجل بالتالي درجة الحرارة العظمى - شكل (٢٩) - . وينتج عن صافي تدفق الإشعاع في أثناء النهار ، والتسخين الأعظمي لما تحت السطح الثلجي حدوث انصهار للثلج في بعض البقع ، وتشكل فجوات ضمن السطح الثلجي . وفي الليل ، فإن الإشعاع طويل الموجة فقط الذي ينبعث من سطح الثلج هو الذي يكسب ذلك السطح خواصه الحرارية . فانخفض درجة حرارة ليلية تسجل عند سطح الثلج . وفي ساعات النهار فإن درجة الحرارة العظمى تحت السطحية تنتقل نحو الأسفل بالتوصيل الحراري .



الشكل (30) التباين الشاقولي للفاقد والكسب الإشعاعي ، وصافي الإشعاع بكافة موجاته في الطبقة العليا من الثلج .

وتساهم الأجسام المدفونة في الثلج والموجودة تحته ذات الامتصاصية الكبيرة للأشعة التي تتسخن بسرعة قياساً بما حولها في المساعدة على صهر الجليد حولها، مما يخلق مظاهر تضاريسية أصغرية ضمن الثلج (فجوات) . وإذا كانت سماكة الغطاء الثلجي أقل من ١٥,٠م ، فإن الامتصاص من قبل السطح المتوضع دونه (التربة كمثال) قد يكون كافياً لصهر الطبقة الثلجية بدءاً من أسفلها .

إن الإيصالية الحرارية والانتشارية الضعيفة جداً في الثلج ـ بخاصة الثلج الحديث ـ تجعل منه غطاء عازلاً فعالاً للأرض التي دونه ، وهذا ما يتجلى واضحاً بشكل خاص في الليل حيث يتركز التبادل الإشعاعي في الطبقة السطحية من الثلج . فعندما تكون سماكة الثلج الحديث السقوط بحدود ١,٠م فإنه يعزل الأرض من تغيرات درجة الحرارة السطحية ، ومن ثم فهو يساعد على حفظ حرارة التربة من التغير الكبير ، ويحميها ليلاً من الانخفاض الحراري الشديد . ويبين الشكل (٣١) كمثال ، كيف تهبط درجات الحرارة ضمن سطح الثلج بحدود ١٠°م في أثناء الليل ، بينما لا تتغير درجة حرارة سطح التربة إلا بحدود ١°م . وعلى كل حال ، فإن الثلج لا يحمي التربة فقط من الانخفاض الحراري الشديد لكون تأثيراته تكون موجهة نحو أعلى السطح ، لكنه يعمل أيضاً على حفظ الحرارة الكامنة المنطلقة في التربة . ويمكن الإشارة ، إلى أنه خلال الـ ٣,٠م العليا من التربة المغطاة بالثلج تقترب درجة الحرارة كثير من الصفر درجة مئوية ، ويصبح الماء في



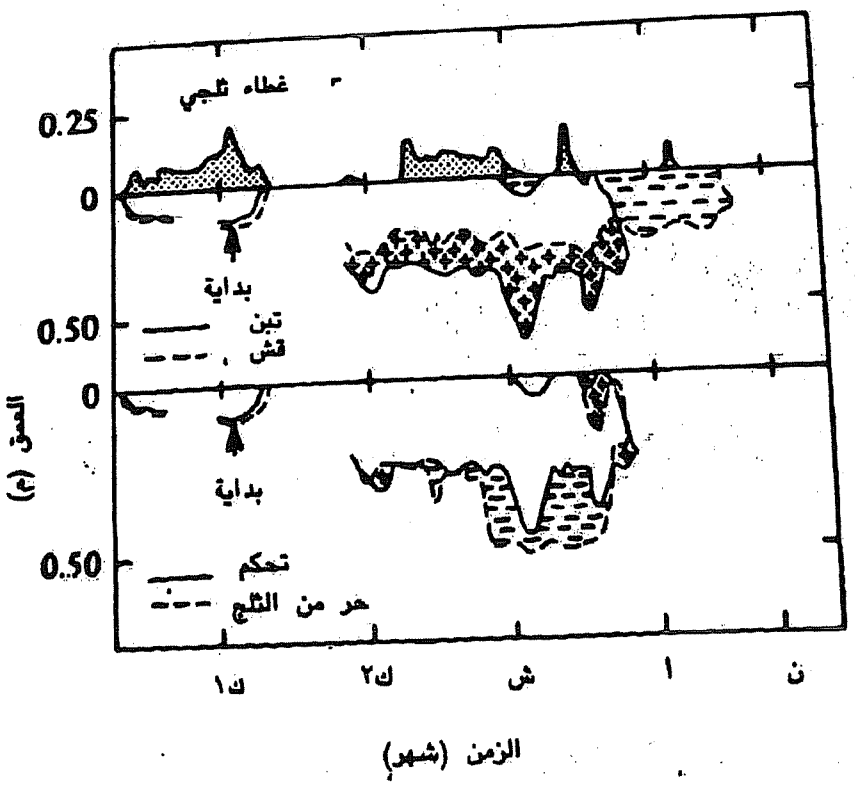
الشكل (31) منحنيات لدرجة الحرارة الليلية في داخل غطاء ثلجي حديث وفي التربة التي دونه ، عند هاملتون (اونتاريو بكندا) .

هذه الطبقة الحدية (خط الصقيع) في حالة تجمد ضمن مسامات التربة ، وفي حال تجمد الماء تنطلق الحرارة الكامنة ، ليحدث ذلك تسخين للمنطقة المحيطة بتلك المسامات ، وبالتالي تباطؤ في عملية التجمد ، وهكذا حتى يتحول كامل الماء إلى جليد ، بحيث تعمل عملية توازن ذاتية على إبقاء درجة الحرارة تحوم قريباً من الصفر درجة مئوية .

إن وجود الغطاء الثلجي يؤدي إلى احتجاز الحرارة الكامنة المنطلقة في التربة ، ويمنع ، أو يؤخر على الأقل تجمد التربة بالمقارنة مع التربة الحرة من الغطاء الثلجي التي تعاني من التجمد الليلي الواضح .

ويُسعَد الفلاحون في كثير من الأماكن عندما تغطى أرضهم بطبقة سميكة من الثلج خلال فصل الشتاء وأوائل الربيع للأسباب التالية :

١ - لتقليل الثلج من اختراق الصقيع إلى الحدود الدنيا - شكل (٣٢) - ، وهكذا يسرع دفء الربيع من إنبات البذور .
٢ - لأن ماء الثلج المنصهر يشكل مصدراً هاماً لرطوبة التربة .
٣ - لكون الغطاء الثلجي يقدم حماية حرارية للنبتات الصغيرة .



الشكل (32) تأثير الثلج وتبن القش على عمق نفاذية الصقيع (خط الحرارة المتساوي صفر درجة مئوية) عند هاملتون (اونتاريو بكندا) .

إن الخطر الرئيسي يكمن في تجمد منطقة الجذور وبقاء البراعم والأغصان معرضة للتسخين الشمسي ، مما يجعل النتح الذي يحدث من الأطراف المعرضة للشمس لا يعوض من النظام الجذري المحاط بماء متجمد ، وهذا ما يؤدي في النهاية إلى موت النبات بفعل التجفاف (Desication) .

وينجم عن الانتشارية الحرارية المنخفضة للثلج في أثناء الليل حدوث تبريد سطحي سريع ، وتطور لظاهرة الانقلاب الحراري الشديد عند السطح . وفوق السطوح المغطاة بالثلج في العروض المرتفعة يستمر التبريد الإشعاعي الشتوي طوال اليوم ذي النهار القصير جداً ، ليقود إلى انقلاب حراري سطحي شبه دائم . ومن غير المألوف في مثل تلك الحالات أن ترتفع درجة الحرارة إلى أكثر من ٢٠°م في الأمتار العشرين الأولى فوق السطح . ومن غير السهل زوال تلك الانقلابات بالتسخين الحملاني السطحي الضعيف في أثناء النهار ، وإذا ما زالت ، فإن ذلك يعود إلى الخلط الميكانيكي بفعل تزايد سرعة الرياح . وأي تزايد في الاضطراب ينتج عنه نقل للحرارة المحسوسة باتجاه السطح من الطبقات الهوائية الأعلى والأحر نسبياً .

وتكون كمية بخار الماء في الهواء فوق السطوح المغطاة بالثلج قليلة جداً ، وهذا مرده إلى نقص مصادر الرطوبة المحلية ـ إذا كانت درجة حرارة السطح دون التجمد ـ وإلى انخفاض ضغط البخار المشبع في الهواء البارد . وعلى كل حال ، فحتى بذوبان الغطاء الثلجي ، فإن ضغط بخار الماء المشبع لا يمكن أن يرتفع إلى أكثر من ٦١١ باسكال . ومن ثم فإن الغرادیان التبخيري القوي لا يستطيع أن يتطور ما لم يكن الهواء جافاً بشكل غير عادي[1] .

ـ مناخ المسطحات المائية :

إن الخصائص الحرارية والحركية للأجسام المائية (المحيطات والبحار والبحيرات . . . الخ) جعلت منها خزانات وناقلات هامة للطاقة والكتلة . بخاصة

(1) Ibid. p. 80

وأنها على تماس مباشر مع الجزء الأدنى من الغلاف الجوي الذي تتبادل معه العديد من العناصر ؛ فالماء يأخذ الأوكسجين وثاني أوكسيد الكربون . . . وغيرهما من الجو ، بينما يمد الماء الهواء ببخار الماء الذي يمنحه خصائص حرارية مميزة . بجانب ذلك يشكل الجو الوسط الذي تعبر خلاله الاشعة الشمسية نحو المسطحات المائية ، والأجسام اليابسة . ومما يميز المسطحات المائية هي أنها ماصة وناقلة بشكل جيد للإشعاع والحرارة ، وهذا مرده إلى عاملين أساسين هما :

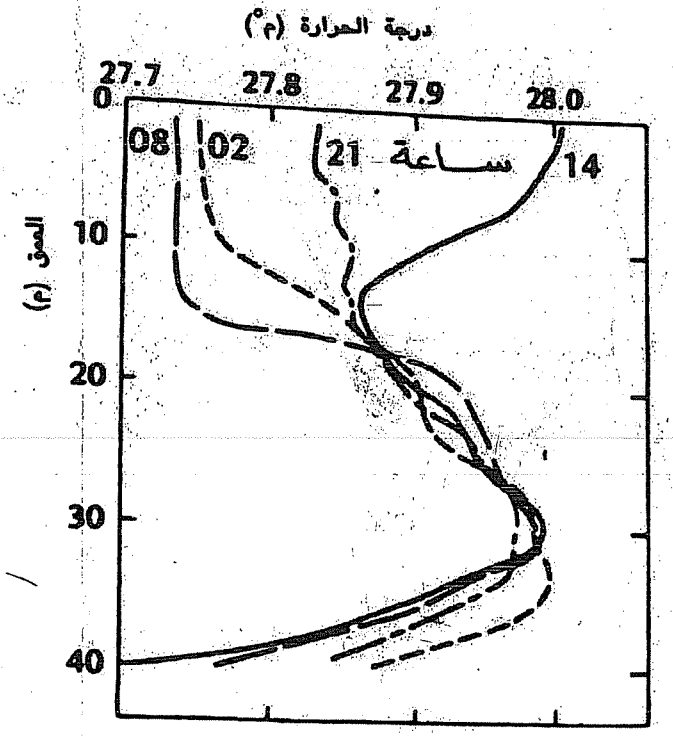
أ- نفاذية الماء للأشعة ؛ حيث يسمح الماء للأشعة قصيرة الموجة من النفاذ ضمنه إلى أعماق كبيرة نسبياً ، مما يجعل الطاقة الممتصة تنتشر ضمن حيز كبير منه .

ب- المزج المائي ؛ يتصف الماء بوجود حركة حملانية ضمنه ، ونقل كتلي فيه من خلال حركات الموج ، والمد والجزر ، مما يتيح للمكسب الحراري أو الفاقد الحراري أن ينتشر ضمن حجم كبير منه .

وإلى جانب هذين العاملين ، هناك عامل آخر يجعل من المياه مخازن حرارية ضخمة . ويتمثل هذا العامل في السعة الحرارية للماء والتي تكاد تبلغ ثلاثة أضعاف السعة الحرارية لليابس ؛ وهذا يعني أن واحدة الحجم من الماء تتطلب ثلاثة أضعاف الوحدات الحرارية التي يتطلبها الحجم نفسه من اليابس كي ترتفع درجة حرارته إلى الدرجة نفسها .

ومما يؤثر على مناخ المسطحات المائية ، والجو القريب منها عامل التبخير ؛ ذلك أن الطبقة السطحية من الماء تستنفذ نسبة كبيرة من الطاقة الإشعاعية الواصلة إليها (حوالي ٣٠٪) في عملية تبخير المياه ، وهذا يترتب عليه تبريد لسطح الماء ، وبالتالي زيادة في حالة عدم الاستقرار المائي ، وحدوث حركات مائية شاقولية ، ومزج أكبر ، وانتقال للحرارة وتوزيعها على حجم أكبر .

ويختلف المنحنى الشاقولي لدرجة الحرارة تحت سطح الماء عما هو عليه في الهواء فوق السطح المائي . ويبين الشكل (٣٣) عدة منحنيات شاقولية ساعية لدرجات الحرارة في المحيط الأطلسي المداري ، تعكس القياسات التي تمت خلال

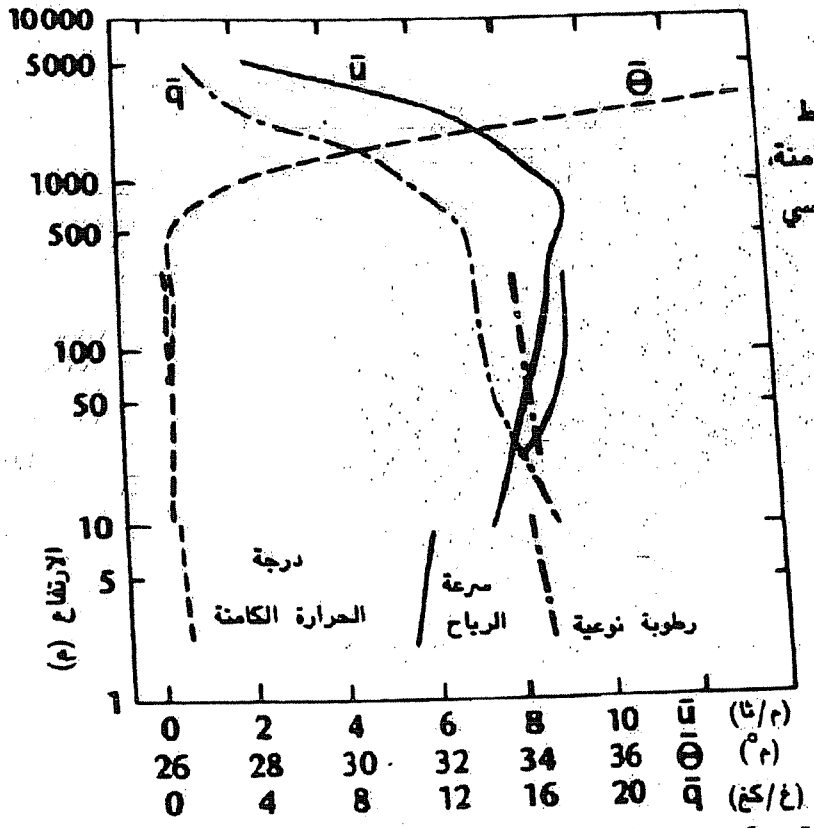


الشكل (33) منحنيات شاقولية يومية لدرجة الحرارة في المحيط الأطلسي المداري (قياسات اجريت في الفترة من 20حزيران إلى 2تموز عام 1969)

الفترة من ٢٠ حزيران إلى ٢ تموز عام ١٩٦٩ . ويتضح منه التباين الكبير بين المنحنيات الساعية (الليل والنهار) حتى العمق ١٨م تقريباً ، حيث تسير بعدها المنحنيات وفق نسق واحد . ومن الشكل السابق تتضح الدورة اليومية للتسخين والتبريد عند سطح الماء وفي اعماق مختلفة ، غير أن المدى الحراري اليومي الأعظمي لا يزيد عموماً عن ٣, ٠°م عند سطح المحيطات المدارية ، في حين تبدو التبدلات السنوية في درجة حرارة سطح الماء أكبر بكثير من التبدلات اليومية ، حيث يبلغ المدى الأعظمي السنوي عند خط الاستواء ٢°م ، ليصل إلى ٨°م عند خط عرض ٤٠ درجة .

ويظهر من الشكل السابق (٣٣) أيضاً أنه في الـ ٣٠م العليا من الماء يكون تبادل الحرارة اليومي فعالاً . وتحت هذا العمق فإن درجات الحرارة تتناقص بسرعة .

ويبين الشكل (٣٤) الخصائص المناخية للجو فوق المحيطات المدارية . فدرجة حرارة الهواء ـ التي تعطى هنا كدرجة حرارة كامنة (potential Temperature) ـ



الشكل (34) مقاطع شاقولية لمتوسط سرعة الرياح ، ودرجة الحرارة الكامنة، والرطوبة النوعية فوق المحيط الأطلسي المداري .

تتناقص في الأمتار العشرة الأولى القريبة من سطح الماء ، وتتزايد سرعة الرياح . كما أن التباينات الشاقولية في درجة الحرارة تكون محدودة حتى ارتفاع ٦٠٠ م تقريباً ، لتأخذ بعدها بالتزايد السريع . كما تتناقص الرطوبة النوعية مع الارتفاع بشكل طفيف حتى ارتفاع ٥٠٠ م ، ليزداد تناقصها السريع بعد ذلك .

وفي المناطق الحدية البحرية/ البرية نجد مناخاً أصغرياً متميزاً في طبقة جوية تقارب سماكتها من ١٠٠٠م ، ويمتد هذا المناخ الأصغري أفقياً لمسافة تتراوح بين بضع مئآت الأمتار وحتى ٣٠ كم تقريباً ـ حسب حجم المسطح المائي إن كان نهراً أو بحيرة أو بحراً ـ . ومرد هذا المناخ الأصغري في الطبقة الجوية الدنيا القريبة من السطح والمماسة له يعود إلى التباين اليومي المتعاقب في درجة الحرارة ما بين المسطح المائي ، واليابس المجاور (يابس أسخن من البحر نهاراً ، وأبرد منه ليلاً) والذي يترتب عليه حدوث فروق محلية في الضغط تقود إلى تحرك الهواء من السطح الأبرد ـ الأعلى ضغطاً ـ إلى السطح الأحر ـ الأخفض ضغطاً ـ . وهكذا يتحرك الهواء نهاراً من سطح الماء الأبرد إلى سطح اليابس الأحر ، وليلاً من سطح اليابس الأبرد إلى سطح الماء الأحر . وتكون حركة الهواء خفيفة بشكل نسيم ، فيما يعرف بنسيم البر

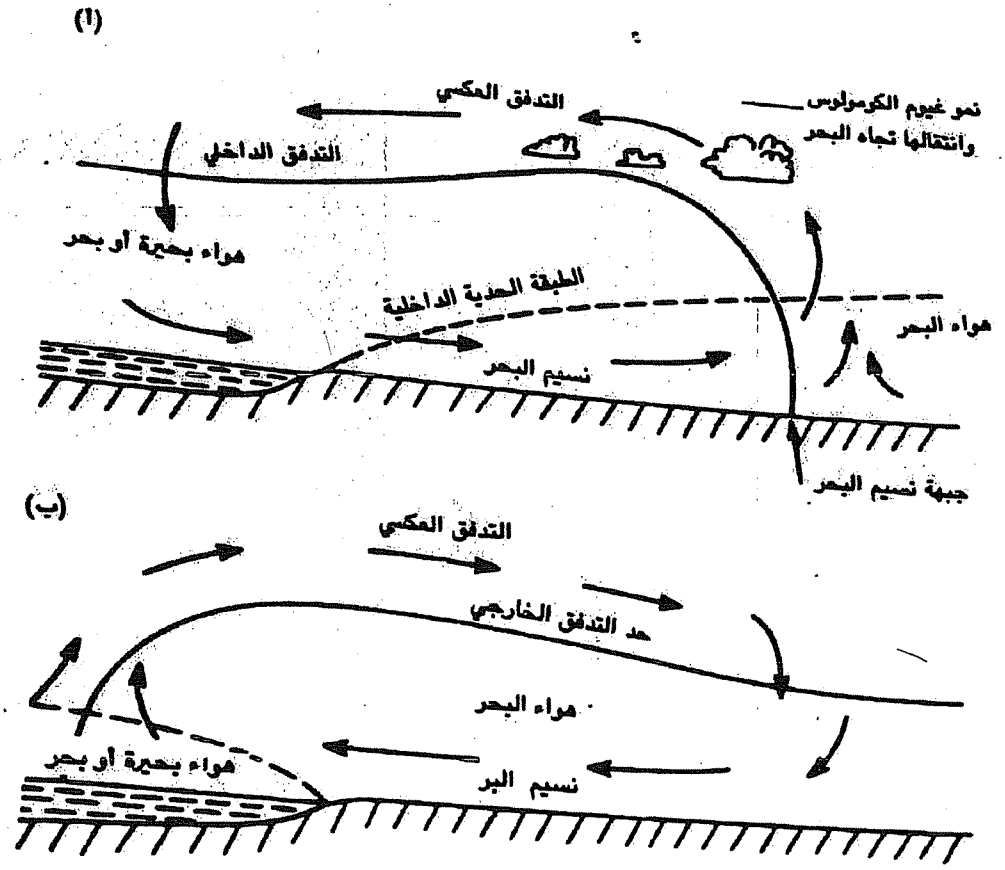
وغير الظليلة إلا أنه بمقارنة درجة حرارة المناطق المحمية بالمصدات مع درجة حرارة الحقول المفتوحة ، فإن درجة حرارة الهواء خلال ساعات النهار الصحو تكون في المنطقة المحمية أكبر مما هي عليه في الحقول المفتوحة للرياح ، ويعود ذلك إلى نقص الخلط الهوائي الاضطرابي ، وبالتالي إلى انخفاض معدل تدفق الحرارة المحسوسة المتولدة عند سطح النبات أو التربة . وما لم تسد ظروف هدوء جوي شامل ، فإن الهواء يكون عموماً أبرد في الليل في المنطقة المحمية من الحقول المفتوحة . ومن ثم فإن الانقلاب الحراري يتطور في الليل في المناطق المحمية ، وغير المحمية ، إلا أن النقص الريحي والاضطرابي في المنطقة المحمية يجعل الانقلاب الحراري أكثر شدة . وفي منطقة الحمى الريحية يزداد المدى الحراري اليومي .

ويبين الجدول التالي (٣٣) متوسط درجة حرارة الهواء خلال ساعات النهار (الساعة ٠٦٠٠ - ١٨٠٠) عند ارتفاع ٥٠ سم في حقل شوندر محمي بمصد ريحي من نباتات الذرة في سكوتسلوف (نبراسكا الامريكية) عام ١٩٦٦ .

جدول رقم (٣٣) :

عن «Rosenberg, 1974»

التاريخ	درجة حرارة الهواء (م°)		
	حقل مفتوح	حقل محمي بمصد	الفرق
١٠ آب	٢٢,٢	٢٢,٥	+٠,٣
١١	٢٢,٤	٢٣,٦	+١,٢
١٤	١٩,٥	١٩,١	-٠,٤
١٥	٢١,٥	٢١,٩	+٠,٤
١٦	٢٥,٢	٢٦,٨	+١,٦
١٧	٢٦,٨	٣٠,٥	+٣,٧
١٨	٢٤,٦	٢٨,١	+٣,٥



الشكل (35) حركة نسيم البر والبحر .

ليلا (السرعة ١ ـ ٢م/ثا) ونسيم البحر نهاراً (السرعة ٢ ـ ٥م/ ثا) . وتستمر الحركة بالصورة السابقة حتى ارتفاع يقارب من ٥٠٠م ، لتنعكس الآية في الـ ٥٠٠ م الواقعة فوقها مباشرة ، حيث تنعكس الحركة الهوائية ـ شكل (٣٥) ـ . وتكون أحوال المناخ الأصغري المتباينة ما بين الليل والنهار أوضح ما تكون في المنطقة الحدية الفاصلة بين السطحين ، فيما يعرف بتأثير الحد الأمامي (Leading-edge or Fetch effect) . ويعمل هواء البحر على رفع رطوبة الجو وتعديل درجة الحرارة (خفضها) ، بينما يعمل هواء البر على إنقاص رطوبة الجو وتعديل درجة الحرارة أيضاً .

الفصل الخامس

مناخ السطوح النباتية

تتصف السطوح النباتية بمناخ متميز عن غيرها من المناطق المجاورة . وتتباين الظروف المناخية من سطح نباتي إلى آخر تبعاً لنوعية الغطاء النباتي ، وكثافته ، وارتفاعه . ليس هذا فحسب بل يختلف المناخ ضمن المجال الذي ينمو فيه النبات ؛ بحيث تكون السوية القريبة إلى سطح التربة مختلفة مناخياً عن الأجزاء الوسطى من المجال النباتي ، وعن الأجزاء العليا . بجانب كون منطقة التاج النباتي ذات مناخ متميز . وهذا ينعكس كله على مناخ الجو القريب من قمة الغطاء النباتي (المنطقة التاجية) .

وقبل الحديث عن المناخ الأصغري السائد ضمن الأغطية النباتية بنوعيها : العشبي وما شابهه ، والغابي ، نستعرض بعض التغيرات التي تتعرض لها بعض عناصر المناخ ضمن المظلات النباتية .

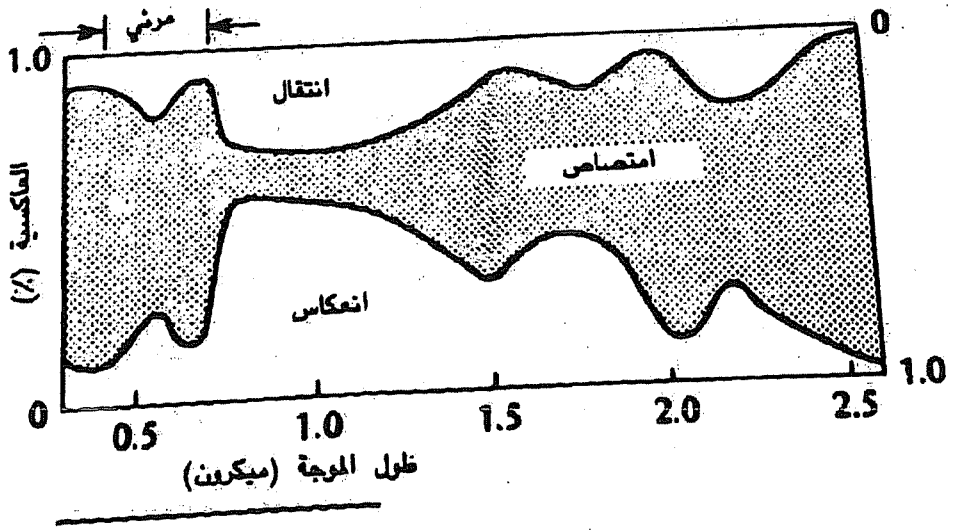
ـ الضوء في المظلات النباتية :

يتناقص الضوء عند اختراقه التيجان النباتية . ويختلف تناقصه باختلاف الأنواع النباتية ، وطبيعة أوراقها . وأعمارها ، ومراحل تطورها . ففي حال التغطية الكاملة للمظلة النباتية الورقية لما تحتها ، فإن ناقلية الأوراق للأشعة تتراوح عموماً

بين ٤ - ١٠٪ . وتقوم معظم النباتات بنقل ضوء أكبر في الربيع عندما تكون الأوراق يانعة ، مما تنقله في أي فترة لاحقة لتزايد سماكة الأوراق بجانب تزايد كمية البخضور .

وفي حال كون الأوراق مبسوطة بشكل أفقي ، يسهل على الضوء عندئذ اختراقها بالقياس إلى الأوراق الأخرى . ذلك أن الأوراق متنوعة الأشكال ومختلفة الأحجام ، وتوجه سطوحها متباين بالنسبة إلى السمت ، وفيما يتعلق بميل الأشعة . ولقد وجد كل من «مونسي Monsi وساكي Saeki» عام ١٩٥٣ أن الأوراق الموجهة شاقولياً تعترض من الضوء أكثر مما تعترضه أوراق موجهة أفقياً بحوالي ٤٤٪ .(١)

ويبين الشكل (٣٦) الخصائص البصرية لورقة خضراء مفردة عند تعرضها للأشعة بكامل أطوال موجاتها الكهرطيسية ، حيث يبدو منه أن حوالي ٧٥٪ من المجال المرئي تمتصه تلك الورقة ، لتعكس ١٥٪ منها ، ولتقوم بنقل الباقي (١٠٪) . ويكون الانعكاس والانتقال في مجال الأشعة القريبة من تحت الحمراء (٠,٧ - ١,٤ ميكرون) أكبر مما في المجال المرئي ، غير أن الامتصاص يكون منخفضاً ، بينما يتناقص الانتقال والانعكاس ضمن المدى الموجي (١,٥ - ٢,٦ ميكرون) مع تزايد في نسبة الامتصاص ، ليصبح الامتصاص كاملاً فوق الطول الموجي ٢,٦ ميكرون ، وهذا ما يوضحه الجدول التالي أيضاً (٨) .



الشكل (36) العلاقة بين طول الموجة الإشعاعية ، والعاكسية ، والناقلية ، والماصية في ورقة خضراء

(1) Rosenberg, N.J; Op.cit, p.42.

جدول (٨) يبين متوسط معامل الانعكاس والانتقال والامتصاص للأوراق الخضراء عند حزم إشعاعية مختلفة .

	الاشعاع الفعال في التمثيل الضوئي (٠,٣٨ - ٠,٧١ ميكرون)	اشعة قريبة من تحت الحمراء (٠,٧١ - ٤,٠ ميكرون)	اشعة قصيرة (٠,٣٥ - ٣,٠ميكرون)	اشعة طويلة (٣,٠ - ١٠٠ ميكرون)
العاكسية	٠,٠٩	٠,٥١	٠,٣٠	٠,٠٥
الناقلية	٠,٠٦	٠,٣٤	٠,٢٠	٠,٠٠
الامتصاص	٠,٨٥	٠,١٥	٠,٥٠	٠,٩٥

وتتصف الصبغيات (pigments) النباتية بماصيتها الكبيرة للجزء المرئي من الطيف الكهرطيسي المحصور في مجال الحزمة الزرقاء (٠,٤٠ - ٠,٥١ ميكرون) والحمراء (٠,٦١ - ٠,٧ ميكرون) والذي يشكل لب عملية التمثيل الضوئي (التمثيل اليخضوري) . كما أن الحزمة الموجية (٠,٥ - ٠,٥٥ ميكرون) فعالة في عملية التمثيل الضوئي ، حيث تمثل الجزء الأخضر من الطيف المرئي الذي يعزى إليه تلون معظم النباتات باللون الأخضر[1] .

تقوم الأوراق في مجال الأمواج الطويلة بامتصاص كامل تقريباً للأشعة التي تتلقاها دون أن تسمح لها بالانتشار . والعامل الماص الرئيسي لتلك الأطوال الموجية هو ماء النبات . ففي هذا المجال الموجي الإشعاعي ، تعد الأوراق مشعات تامة (اصداريتها للأشعة = ٩٤ - ٩٩,٠) . وتساعد اصدارية الورقة المرتفعة للموجات الاشعاعية الطويلة على طرح الحرارة الى الوسط الخارجي ، لتحفظ بذلك درجة حرارتها معتدلة .

ففي ساعات النهار تتبدد الحرارة التي تكسبها الأوراق من الإشعاع قصير الموجة بفعل إصداريتها إياها كأشعة طويلة الموجة ، مضافاً إليها الفاقد الحملاني

(1) Oke, T.R; Op. Cit, p.99.

للحرارة المحسوسة والكامنة . ويمكن للحرارة الأخيرة (الكامنة) أن تبخر الماء من خارجية الأوراق (التهطال المعترض أو الندى ، أو الماء المنتوح من داخلية الورقة) ، ومن خلال بشرة الورقة ، أو نتحها للماء عبر المسامات . ويتعاظم الفاقد الحملاني (Convective Losses) عند اهتزاز الورقة بالرياح الشديدة . وبوجه عام ، فإن إصدارية الورقة للأشعة طويلة الموجة إلى الوسط المجاور الأبرد تعد وسيلة فعالة في تخفيض شحنة الحرارة الشمسية الفائضة .

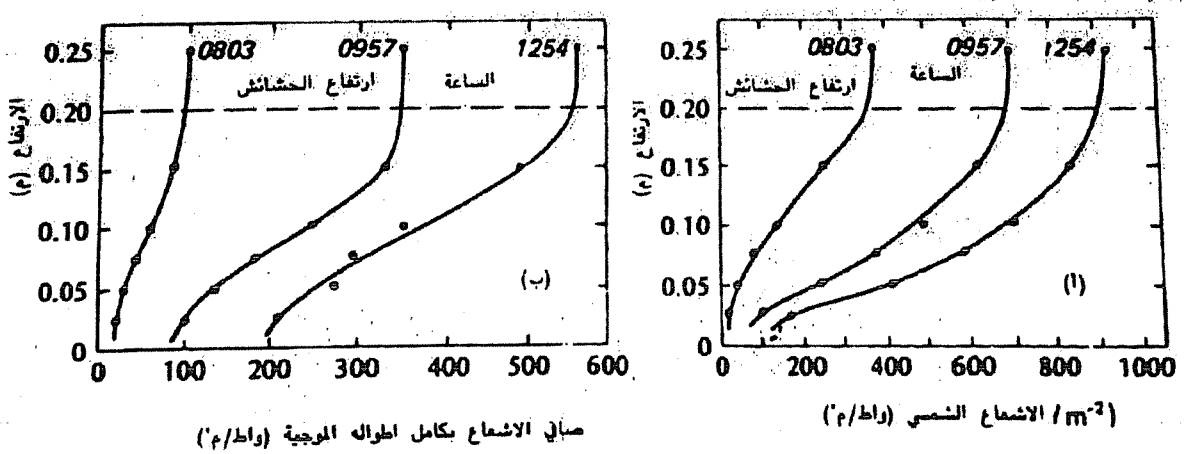
وعلى الرغم من الفقد الحراري الإشعاعي والحملاني ، فإن الورقة المشمسة (المضاءة بنور الشمس) أحر عموماً بنحو ٥ ـ ١٠°م من الهواء المحيط بها . إلا أنه مع شحنة حرارية متطرفة يمكن لبعض الأوراق أن ترتفع درجة حرارتها إلى ٢٠°م زيادة عن حرارة المحيط الملامس لها ، مما قد يشكل خطراً على الورقة من التجفيف ، لعجز الخلايا الحارسة عن التقليل من فتح المسامات ، وانقاص معدل فقد الماء بالنتح . أما الجانب السفلي من الأوراق المعرضة للشمس فتكون درجة حرارتها أخفض بنحو ١ ـ ٣°م من درجة حرارة السطح العلوي .

وفي ساعات الليل ، تصبح الورقة جسماً مشعاً جيداً للحرارة ، بحيث نجدها تتبرد إلى ٥ ـ ١٠°م دون درجة حرارة الهواء المحيط . ويكون غراديان الحرارة مباشرة من الهواء إلى الورقة ، ويسبب الحملان مكسباً حرارياً صافياً .

إن نسبة الأشعة التي تستطيع الوصول إلى سطح الأرض عبر المظلات النباتية تختلف باختلاف كثافة النبات ، وتعدد الطبقات النباتية ـ كما في مناطق الغابات ـ ، وكثافة الفروع والأغصان النباتية ، والأوراق التحتية ، إضافة إلى أهمية ارتفاع زاوية الأشعة الشمسية . فعندما تكون الشمس مسامتة للرأس ، فإن نسبة الأشعة الواصلة تراوح ما بين أقل من ٥٪ إلى قرابة ٢٠٪ وأحياناً أكثر إذا ما كانت كثافة النباتات قليلة . ففي الغابة الكثيفة التي يتراوح ارتفاعها بين ٢٠ — ٣٠م يمكن لـ ٢ ـ ٧٪ من الأشعة الساقطة بالنفوذ . أما الغابات المكونة من أشجار التنوب الكثيفة فإنها لا تسمح إلا لما يقرب من ٠,٧ ـ ١٪ من الأشعة الساقطة بالنفوذ . وتؤدي

قمم الغابات المفتوحة إلى زيادة كمية الأشعة النافذة بصورة رئيسية ، وعندما تكون الغابات النفضية عارية فإن قمم الغابات المغلقة منها لا تتمكن من منع أكثر من ٥٠٪ من الإشعاع الساقط . ولذا تنخفض عملية الإضاءة تحت ستار الغابة . أما بالنسبة لبعض المحاصيل الزراعية الحقلية ؛ فقد وجد في حقل للقمح يصل ارتفاعه إلى ٧٥ سم أن قرابة ١٠٪ من الأشعة الساقطة يمكنها الوصول إلى سطح الأرض.[1]

إن الموازنة الإشعاعية في النباتات الواقفة معقدة ، رغم أن سطح التاج النباتي يشكل المجال الرئيسي لتبادل الطاقة الإشعاعية ، حيث توجد امتصاصية إشعاعية داخلية هامة ، وانعكاس ، وناقلية ، وإصدارية . ويتناقص انتقال الأشعة قصيرة الموجة ضمن النباتات الواقفة بصورة لوغاريتمية مع عمق الاختراق للمجال النباتي - شكل (٣٧ - أ) - . ولا ينحصر التهامد الشاقولي الذي يصيب الأشعة الشمسية بفعل الأوراق في شدة الأشعة ، وإنما في التركيب الطيفي للأشعة أيضاً . فمن الشكل (٣٦) ، والجدول السابق (٨) ، يظهر أن الأوراق تمتص الإشعاع المرئي بشدة أكثر من الموجات الأطول من الاشعاع ذي الموجات القصيرة (القريبة من تحت الحمراء). وفي الحقيقة، فإن الضوء ينقص عند سطح الأرض إلى ٥ - ١٠٪ من قيمته عند قمة النباتات الناضجة . وهذا الامتصاص الانتقائي يخفض من قيمة عملية التمثيل الضوئي للأشعة عند اختراقها .

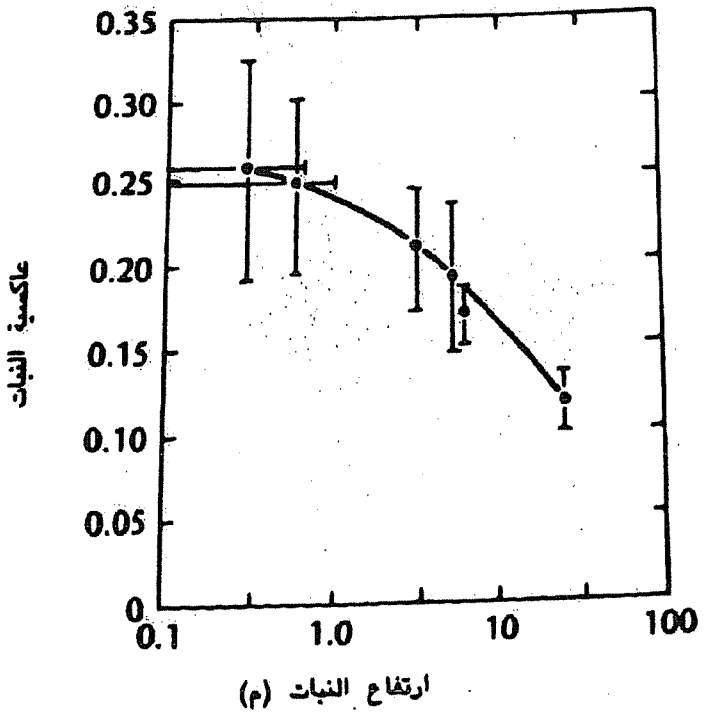


الشكل (37) كمية الأشعة الواردة (ا) وصافي الأشعة بكامل أطوالها الموجية (ب) في غطاء حشائشي ارتفاعه 0,2م في شهر حزيران .

(١) علي شلش ، وآخرون «جغرافية الأقاليم المناخية» . جامعة بغداد ، بغداد ، ١٩٧٨ ، ص ١٠٨ - ١١٤ .

وبصورة عامة ، فإن عاكسية النباتات الواقفة أخفض منها في الأوراق الفردية ، لعدم اعتماد الانعكاس فقط على الخصائص الاشعاعية للسطوح المركبة ، ولكن لاعتماده أيضاً على هندسة توزع النباتات الواقفة ، وزاوية ورود الأشعة . ويتحكم هذان العاملان في كمية نفوذية الأشعة ، والأسر الإشعاعي ، والتظليل النسبي ضمن الكتلة النباتية . فعلى الرغم من أن عاكسية معظم الأوراق تكون بحدود ٠,٣٠ ، إلا أن عاكسية المحاصيل والتجمعات النباتية الأخرى تكون أقل ، وهي تتناسب عموماً مع ارتفاع النبات ـ شكل (٣٨) ـ ، إذ تتناقص مع تزايد ارتفاع النبات؛ فهي في المحاصيل الزراعية الحقلية والنباتات الطبيعية الأقل ارتفاعاً من متر واحد تتراوح بين ٠,١٨ ـ ٠,٢٥ . وتختلف العاكسية باختلاف درجة تغطية السطح بالنباتات الخضراء ، ودرجة تطورها (مرحلة نموها) ونوع التربة التي تحتها ، وساعات النهار ؛ حيث تكون العاكسية أكبر في ساعات الصباح والمساء من بقية ساعات النهار .

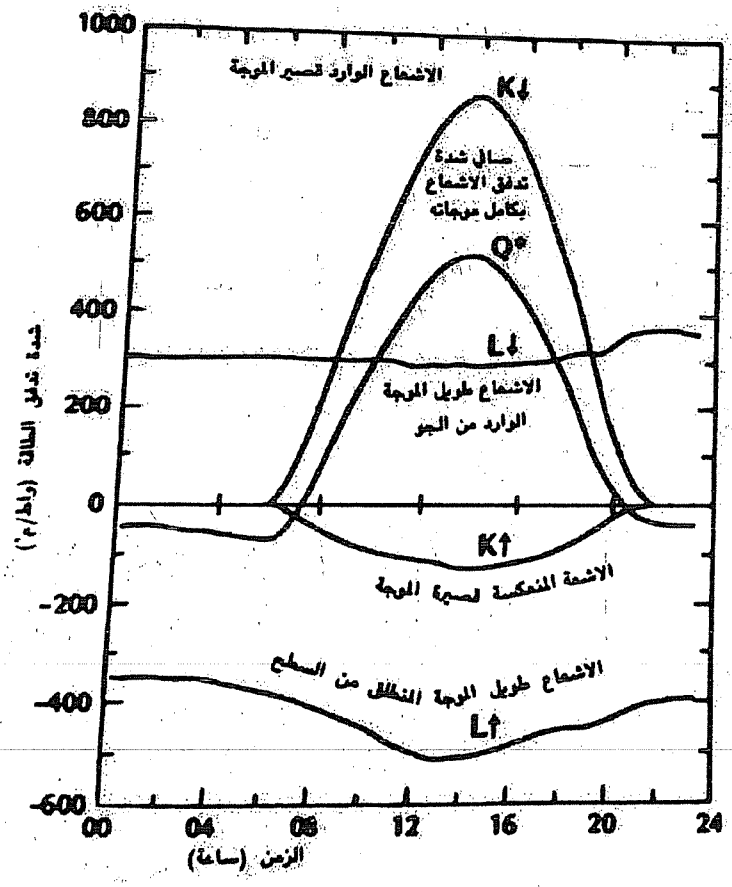
إن موازنة الأشعة طويلة الموجة في النباتات تكون سلبية دائماً تقريباً ، كما هو الحال أيضاً في بعض السطوح الأخرى . وعلى كل حال ، ففي داخل المجال النباتي ، يتناقص الفاقد الصافي للأشعة باتجاه الأرض بسبب نقص تبدد الأشعة



الشكل (38) العلاقة بين عاكسية النباتات للأشعة وارتفاعها .

نحو السماء . أما في حال سطح الأرض المفتوح - أو قمة المظلة النباتية - فينطلق الإشعاع طويل الموجه نحو السماء بكامله تقريباً .

ويعرض الشكل التالي (٣٩) الذي قدمه «مونتيث Monteith» عام ١٩٥٩ نموذجاً عن صافي الموازنة الاشعاعية بكامل موجاتها فوق النبات ومركبات تدفقها . وتبدو أهمية التوزع الشاقولي لصافي شدة تدفق الأشعة بكامل موجاتها ، لتحديدها المواقع الرئيسية للتسخين والنتح ، ومن ثم بنية درجة الحرارة والرطوبة ضمن المظلة النباتية . ففي النهار ، فإن الموازنة الإشعاعية تكون إيجابية خلال المجال النباتي ، وبخاصة الجزء القريب إلى قمة النبات حيث يكون الامتصاص على أعظمه . وفي المساء تصبح الموازنة الإشعاعية سلبية ، ويتركز الفاقد أيضاً قرب قمة النباتات الواقفة . وتحت هذا تكون الموازنة صفراً تقريباً نتيجة التعادل الداخلي لتبادل الأشعة طويلة الموجة .[1]



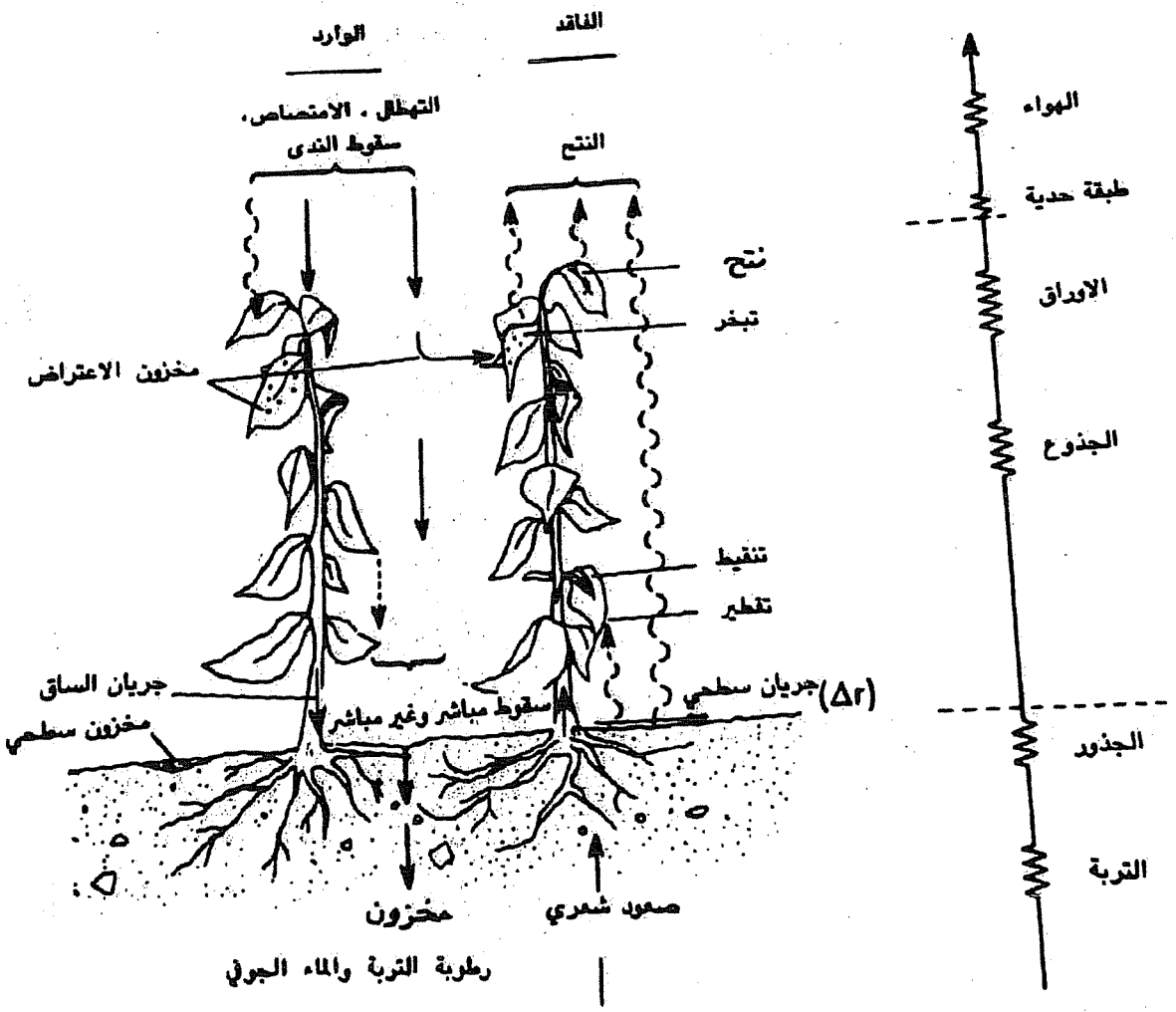
الشكل (39) مركبات موازنة الإشعاع في 30تموز عام 1971عند بلدة ماتادور في ولاية سسكتشوان الامريكية (50°شمالاً) فوق 0,2م من الحشائش في جو صحو .

(1) Oke, T.R; Op. Cit, p.114

- اعتراض النبات للماء :

نتيجة لوقوف النباتات مرتفعة فوق سطح الأرض بصورة متفاوتة من أقل من السنتيمتر في بعض النباتات الأرضية وحتى عشرات الامتار في بعض الأنواع الشجرية الغابية . ولتباين المجال النباتي أيضاً المتمثل في البعد بين سطح الأرض وقمة النبات ، واختلاف نوعية أوراق النباتات ، وكثافة المظلة النباتية . لذا فإن التهطال المطري ... وغيره ، والرطوبة الجوية تختلف ضمن المظلة النباتية عما هي عليه في الوسط المجاور .

وسواء كان مصدر الماء الرئيسي للنبات التهطال أم مياه السقاية ، فإن هذا وذاك يؤثر على رطوبة الجو ضمن المظلة النباتية وفوقها قريباً من قمتها وبجوارها ،



الشكل (40) النظام المائي الجوي الأرضي في مجال نباتي .

حيث ترتفع الرطوبة بشكل عام . ويدخل ماء التهطال النظام النباتي إلى سطح التربة بشكل غير مباشر لاعتراضه من قبل أوراق النباتات وجذوعها وفروعها ، أو يسقط مباشرة إلى الأرض عبر الفتحات النباتية - شكل (٤٠) - . ويساعد الماء المُعْتَرض في تشكيل مخزون يتغذى أكثر بتماسه مع قطيرات الضباب والندى المتكاثف ، وأي ماء نباتي مرتشح خارج من سطح الورقة عبر بشرتها - فيما يعرف بعملية التنقيط (guttation) - .

وتعتمد فاعلية التهطال المُعتَرض على طبيعة التهطال وكميته ، وكذلك صفات النبات - من حيث ارتفاعه وتركيبه ، وكثافته ومساحة سطح الأوراق - . فبالنسبة لتاج المظلة النباتية الجافة مبدئياً ، تكون فاعلية اعتراضها مرتفعة في المراحل الأولى من هطول الأمطار والثلج ، أو إذا كانت كمية الوارد قليلة . وهكذا نجد نسبة مرتفعة من الماء تحفظ بواسطة التاج النباتي ، لتشكل أخيراً طاقة تخزين تهبط إلى التربة كنتيجة لتنقيطه من الأوراق ، أو بواسطة انحداره على الجذوع .

وسيترشح الماء الساقط على سطح الأرض (تهطال مباشر + ماء منقط من الأوراق + الماء المتدفق على الجذوع) داخل التربة ، أو يبقى فوقها كمخزون سطحي في شكل برك . وسيؤلف ذاك الماء المرتشح إلى داخل التربة مخزوناً مائياً فيها ، يتصاعد بعض منه إلى سطحها بفعل الخاصية الشعرية ليتبخر إلى الأجواء القريبة . كما أن جذور النباتات تستجر جزءاً من الماء المخزن الذي يفقد إلى الجو من أوراقها بفعل النتح .

وتختلف كمية التهطال ما بين أرضية الغطاء النباتي وأعاليه ، نظراً لظاهرة الاعتراض (Interception) التي تقوم به القمة التاجية للنبات بالدرجة الأولى ، إذ أن التهطال المباشر الواصل إلى سطح الأرض ضمن أرض غابية يتراوح عموماً بين ٥٠ - ٩٠٪ من كمية التهطال الواصل إلى قمة الغطاء النباتي - حيث تتوقف نسبة الاعتراض على كثافة الغطاء النباتي ، وبالتالي كثافة المظلة التاجية الورقية وغيرها

التي تواجه التهطال أولاً ، بالإضافة إلى نوعية الغطاء النباتي - . وكلما كانت كمية التهطال قليلة ، كان الاعتراض أكبر .

وفي الغابات شبه المدارية في البرازيل (درجة عرض ١٩ - ٢٣ جنوباً ، ودرجة طول ٤١ - ٤٥ غرباً ، وارتفاع ٦٠٠ - ٩٠٠ متراً فوق سطح البحر) فإنه من إجمالي التهطال المطري (١٠٠٪) لاحظ «فريس F.Freise» أن ٢٠٪ من التهطال يضيع بالتبخر في مجال المظلة التاجية ، و٢٨٪ يصل الأرض منحدراً على الجذوع ، و٣٤٪ يهطل مباشرة إلى أرضية الغابة ، والباقي وقدره ١٨٪ يتلاشى ضمن أخاديد سوق الأشجار ولحائها ، ليتبخر فيما بعد[1] .

- المناخ الاصغري لحقول محاصيل الحبوب والمروج :

تتميز أجواء المحاصيل الزراعية البيئية والفوقية - التي لا يزيد ارتفاع نباتاتها عموماً عن مترين - بمناخ مميز عن المناطق المجاورة لها . ويمتد تاثير تلك المحاصيل على الجو القريب من مستوى قمة النبات ليبلغ بضعة أمتار . وفيما يلي عرض للخصائص العامة لعناصر المناخ الأصغري في حقول محاصيل الحبوب والمروج .

أ - درجة الحرارة :

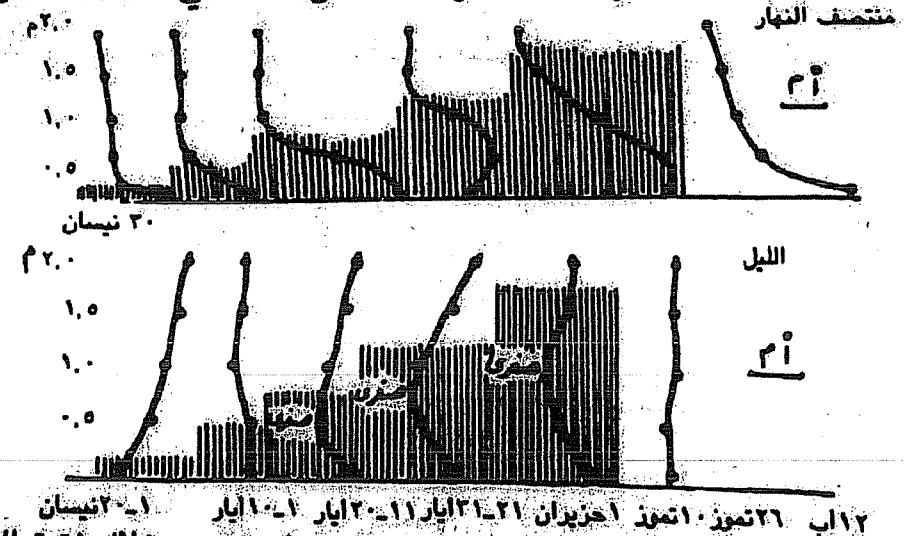
إن العلاقة بين التوزيع الحراري العمودي وبين خصائص التبادل ضيقة نوعاً ما في المناطق النباتية . ففي المناطق التي تنمو فيها الحبوب الكثيفة العالية يتعقد التبادل العمودي ؛ وعليه فإن الدرجة الحرارية القصوى تلاحظ في الوسط ، وبين النباتات على ارتفاع معين . أما ليلاً فإن أدنى درجة حرارية بين النباتات تلاحظ على ارتفاع معين فوق سطح الأرض أيضاً . وبالمثل فإن أكبر مدى حراري يومي يكون في الوسط بين النباتات .

ويتضح من المقاطع الشاقولية لدرجة حرارة الهواء في المجال النباتي وفوقه - شكل (٤١) - إن التبادل الحراري الرئيسي يتركز عموماً دون قمة الغطاء النباتي . ففي الليل ؛ ينطلق الإشعاع طويل الموجة من النباتات مسبباً ارتفاعاً في أصغري

(1) Geiger. R; op. cit, p.336

درجة الحرارة تحت منطقة التاج النباتية ، حيث تتزايد درجات الحرارة في الليل باتجاه الأعلى في الجو ، وباتجاه الأسفل ضمن المجال النباتي ابتداء من المستوى الأصغري الحراري الذي يتواجد بين سطح التربة وقمة النباتات . وطبقاً لعلاقة غراديان التدفق الحراري ، فإن الحرارة المحسوسة تميل للتجمع فوق هذه الطبقة الفعالة من كلا الاتجاهين . وعلى كل حال فإن التدفق الحراري نحو الأعلى يكون ضعيفاً بسبب انخفاض غراديان الحرارة ، كما ان النقل الاضطرابي ضمن النباتات يكون محدوداً[1] . ويظهر من الشكل السابق (٤١ ـ ب) أنه عندما تكون النباتات قصيرة فإن أدنى درجات حرارة اثناء الليل تسجل عند سطح التربة مباشرة ، وكلما ازدادت النباتات طولاً وتقدمت عمراً ، ارتفع مستوى الأصغري الحراري الليلي بعيداً عن سطح التربة ليتركز في منطقة وسطى ضمن مجال امتداد النباتات . فالفاقد الحراري الليلي لا يكون من قمة النباتات فقط ، وإنما أيضاً من الأجزاء السفلى منه ، كما أن الهواء الذي يوجد عند قمة النباتات يهبط من مكانه قليلاً عندما يبرد ليلاً دون أن يصل إلى سطح التربة . بجانب كون سطح التربة لا يمثل السطح الأساسي للإشعاع الأرضي كونه مغطى بالنباتات .

وفي أثناء النهار ؛ فإن المكان الرئيسي للامتصاص الصافي للإشعاع يقع قريباً من المظلة التاجية ، حيث يتركز هناك مستوى التسخن الأعظمي . وابتداء من هذا

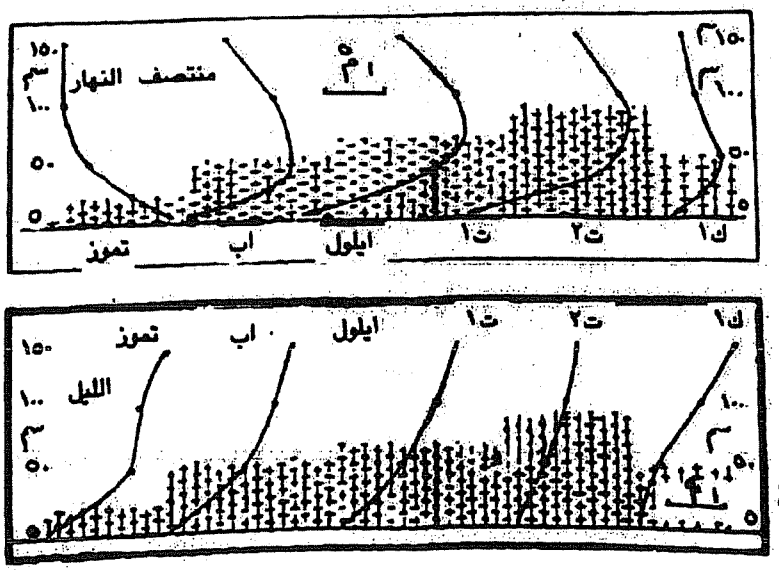


الشكل (٤١) مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة ضمن حقل شيلم شتوي خلال فترة النمو قرب ميونيخ (المانيا) .

(1) Oke, T.R, Op.Cit, p.119

المستوى - شكل (٤١ - أ)-تتناقص درجة الحرارة عادة في كلا الاتجاهين العلوي والسفلي ، حيث تُحمل الحرارة المحسوسة للأعلى ضمن الهواء وللأسفل ضمن المجال النباتي . ولا يبرز معدل التناقص الحراري واضحاً فوق قمة النبات بسبب التبريد التبخيري عند سطح الأوراق . ويقود صافي التسخين والتبريد اليومي إلى ارتفاع مدى درجة الحرارة اليومية العظمى من سطح التربة الى قرب قمة النبات . ويلاحظ من الشكل السابق أن درجات الحرارة النهارية تتغير بسرعة كلما ارتفعنا خلال مجال النمو النباتي ، بينما يكون التغير قليلاً مع الارتفاع بعد تجاوز قمة النبات . ويعود ذلك إلى حركة الانتقال الحراري البطيئة نحو الأعلى بسبب تأثير النبات . وكلما كبر النبات وارتفع ، قلت كمية أشعة الشمس التي تصل سطح التربة ، وهكذا فإن أعلى درجة حرارة لا تكون عند التربة مباشرة وإنما قريباً من المظلة التاجية .

ويختلف توزيع الحرارة في المزارع المختلفة إذا كانت النباتات من نوع آخر غير المحاصيل الحقلية الحبوبية - كالقمح والشعير والشيلم . . . - . فقد سجلت أعلى درجات حرارة في حديقة زهور عند قمم النباتات - شكل (٤٢) - ، إذ أن أوراق الزهور تشكل مسطحاً متصلاً يقوم مقام سطح التربة ، ويختلف عن سطح عيدان القمح . ذلك أن سطح الزهور يستقبل معظم أشعة الشمس الواردة ، ليشعها بدوره على هيئة موجات طويلة إلى الجو .



الشكل (42) مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة فوق حقل زهور قرب ميونيخ (المانيا) خلال فترة النمو .

وإذا ما نظرنا إلى التدرج الشاقولي لدرجة الحرارة في حقل مزروع بقصب السكر ، لكانت النتائج متوافقة مع ما ذكر سابقاً في المحاصيل الحقلية . والجدول التالي (٩) يبين درجات الحرارة عند سويات ارتفاع محددة لحقل قصب سكر بلغت نباتاته ارتفاع ٥ أمتار .

جدول رقم (٩) :

عن «Geiger, 1966»

الارتفاع (م)	تربة جرداء (م°)	حقل قصب سكر (م°)	الفرق في درجات الحرارة (م°)
٠	٣٨	٢٦,١	١١,٩-
١	٣١,٦	٢٨,٠	٣,٦-
٢	٣١,٠	٢٩,٠	٢,٠-
٣	٣٠,٧	٢٩,٧	١,٠-
٤	٣٠,٥	٣٠,٢	٠,٣-
٥	٣٠,٣	٢٩,٦	٠,٧-
٦	٣٠,٢	٢٩,١	١,١-

حيث تكون درجة الحرارة أخفض عموماً ضمن المجال النباتي مما فوق أرض جرداء ، ويكون الفارق الحراري على أشده عند سطح الأرض ليتناقص مع تزايد الارتفاع . وفي عام ١٩٥٦ أجرى «سزاسز G.Szasz» في هنغاريا مقارنة بين درجات الحرارة في أرض مزروعة بالشعير الشتوي عند سويتي ارتفاع منه ، وأرض جرداء من النبات ، كما هو موضح في الجدول التالي (١٠) .

جدول (١٠) يبين فروق درجة الحرارة بين حقل شعير وتربة جرداء (إشارة + تشير إلى كون حقل الشعير أحر ، - تشير إلى أبرد) .

فترة الرصد	مرحلة نمو الشعير	ارتفاع الرصد (سم)	فروق درجة الحرارة (م°) عند الساعة						
			٤	٦	٨	١٠	١٢	١٤	١٦	١٨
أواخر تشرين أول	بدء النمو الجانبي	٥			-٠,٤	-٢,٤	-٤,٠	-٣,٠		
		١٠			-٠,٠	٠,٣	٠,٢	٠,٨		
نيسان	مرحلة الاشطاء (ارتفاع ٣٥- ٥٥سم)	٥			-٠,٤	-٣,٤	-٤,٤	-٥,٠	-٥,٢	٤,٠
		١٠			-٠,٢	٠,٤	١,٢	-٠,١	-١,٤	٢,٢
حزيران	مرحلة النضج (ارتفاع ١٣٠- ١٤٠ سم)	٥	-٢,٢	-٢,٢	-٣,٠	-٥,٢	-٨,٥	-٩,٨	-٨,٢	٧,٠
		١٠	-١,٠	٠,٦	٣,٠	٢,٦	١,٨	١,٠	-١,٤	١,٦

فعند ارتفاع ٥ سم فإن حقل الشعير أبرد عموماً بسبب تأثير المظلة النباتية . أما عند ارتفاع ١٠ سم فتكون درجة الحرارة أكثر ارتفاعاً نظراً لامتصاص الأشعة بواسطة سيقان النبات ، والاحتفاظ بها .

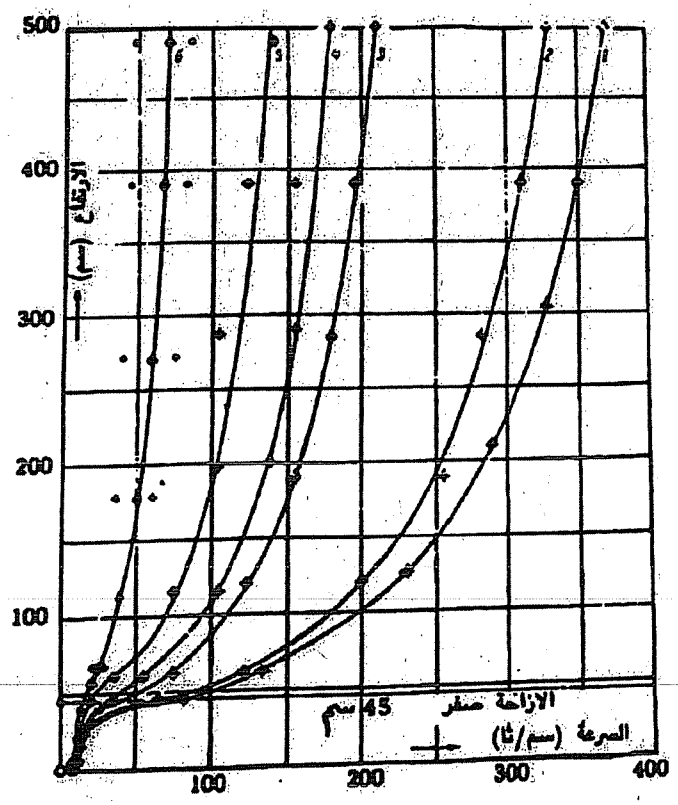
ب - الرياح :

تكون الرياح ضمن الغطاء النباتي أقل سرعة من خارجه . ففي ساعات النهار ، خاصة في منتصفه عندما تكون سرعة الرياح على أشدها ، فإن معدل تدرج سرعة الرياح (انحدار مقطعها الشاقولي) يتزايد ، ويتعاظم النقل الاضطرابي الدفعي ؛ مما يقود بالتالي إلى اختراق (نفوذ) أعمق ضمن المظلة النباتية . وفي داخل النبات ، فإن المقطع الشاقولي للرياح يعتمد على درجة كثافة الأشجار وتوزعها ، غير أن سرعة الرياح الدنيا تتواجد عموماً في الجزء الأوسط وما فوقه باتجاه قمة المظلة النباتية ، حيث تكون كثافة الأوراق على اشدها . أما منطقة السرعات العظمى للرياح فنجدها داخل النبات في مجال طبقة الجذوع المفتوحة أكثر ، ولتتناقص السرعة مرة أخرى باتجاه سطح الأرض إلى الصفر- شكل (٤٣)- .

وتأخذ سرعة الرياح فوق قمة النباتات بالتزايد الواضح بالابتعاد عنها في الجو. وتتعلق سرعة الرياح بالقرب من المظلة التاجية للنبات بعامل خشونة النبات من جهة وبمستوى الإزاحة صفر من جهة أخرى[1].

جـ - الرطوبة الجوية :

إن ضغط بخار الماء هو أحد المقاييس المعبرة عن الرطوبة الجوية. وتغيراته تبدو أكثر تعقيداً من الحرارة والرياح. ففي ساعات الليل؛ حيث الرياح خفيفة السرعة والسماء صحو، فإن المنحنى الشاقولي لضغط بخار الماء لا يظهر تغيراً كبيراً ضمن المجال النباتي وفوقه، إلا في الحالات التي يكون فيها التبرد الليلي شديداً بحيث يوصل الهواء القريب من المظلة التاجية إلى نقطة الندى، وحدوث تكاثف لبخار الماء، وترسب لقطرات الندى عليها؛ مما يجعل ضغط بخار الماء يتناقص عند هذا المستوى وقريباً منه، وهذا ما يبرز واضحاً في ساعات الصباح الباكر. وفي ساعات النهار؛ تشكل التربة والمظلة التاجية مصادر رطوبة، لذا فإن ضغط بخار



الشكل (43) مقاطع شاقولية للرياح ضمن حقل شوندر سكري وفوقه.

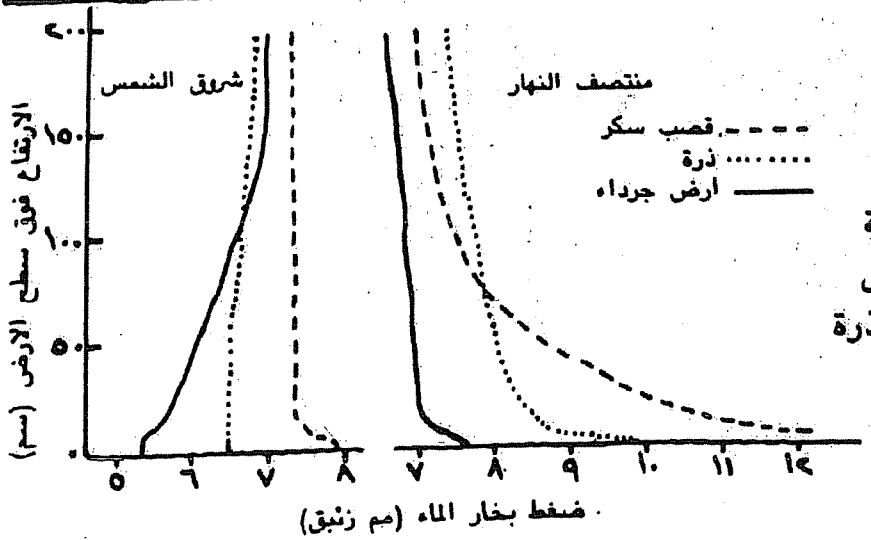
(1) Oke; T.R; Op.Cit, p.134.

الماء يتناقص مع الارتفاع بعيداً عن التربة ضمن النبات ، وضمن الجو بعيداً عن المظلة التاجية ، غير أن معدل التناقص يكون أكبر بالابتعاد عن التربة - شكل (٤٤) - .

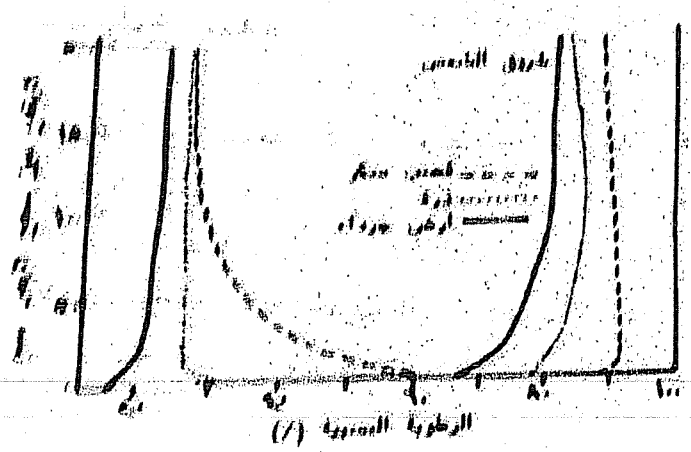
أما الرطوبة النسبية فتتناقص أثناء النهار مع الابتعاد عن سطح التربة ضمن الغطاء النباتي ، لتتزايد في ساعات الليل ، بخاصة في الصباح الباكر - شكل (٤٥) - . ويختلف معدل التغير مع الارتفاع باختلاف نوعية الغطاء النباتي ، ودرجة الحرارة ، ومدى النتح المائي ضمنه والتبخر من سطح التربة . ويبين الجدول التالي (١١) ضغط بخار الماء (مم زئبق) والرطوبة النسبية (٪) فوق أرض جرداء ، وحقل قصب سكر ارتفاع عيدانه بحدود ٥م .

جدول رقم (١١) : عن «Geiger, 1966»

الارتفاع (م)	أرض جرداء		حقل قصب السكر		الفرق	
	ضغط بخار الماء	الرطوبة النسبية	ضغط بخار الماء	الرطوبة النسبية	ضغط بخار الماء	الرطوبة النسبية
٠	١٨,٥	٣٧	٢١	٨٣	٢,٥	٤٦
١	١٤,٠	٤٠	٢٧,٩	٦٣	٣,٩	٢٣
٢	١٤,٠	٤١	١٦,٧	٥٥	٢,٧	١٤
٣	١٤,٠	٤٢	١٧,٢	٥٥	٣,٢	١٣
٤	١٤,٠	٤٢	١٨,٤	٥٧	٤,٤	١٥
٥	١٤,٠	٤٣	١٦,٥	٥٣	٢,٥	١٠
٦	١٤,٠	٤٣	١٥,٠	٤٩	١,٠	٦



الشكل (44) مقاطع شاقولية لضغط بخار الماء فوق أرض جرداء ، وأخرى مزروعة بالذرة وقصب السكر .

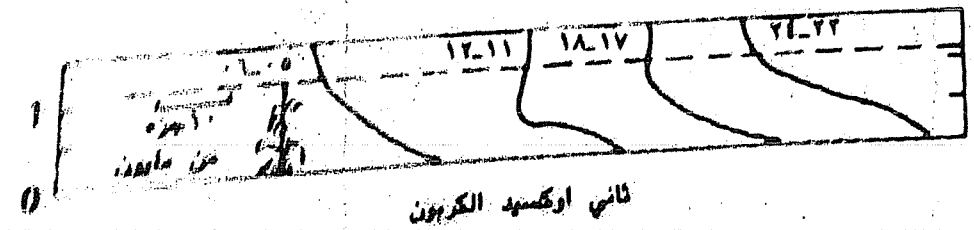


الشكل (45) مقاطع متساوية الرطوبة النسبية فوق أرض جرداء ، وأخرى مزروعة بالذرة وقصب السكر .

د - ثاني اوكسيد الكربون (CO_2) :

تعد التربة والنبات مصادر لثاني أوكسيد الكربون (CO_2) في الليل . فالتربة تطلق CO_2 نتيجة للفعل البكتري في تفكك المادة العضوية ، بينما يطلق النبات CO_2 ليلاً بواسطة عملية التنفس . وعليه فإن تركيز CO_2 يتناقص ليلاً مع الارتفاع بالاتجاه من التربة إلى الجو .

وفي النهار ، تستمر التربة في اطلاق (CO_2) لازدياد نشاط فعل البكتريات ، غير أن عملية التمثيل الضوئي النباتي تعاكس في النهار عملية التنفس ، لذا فإن صافي نسبة CO_2 تهبط في المظلة النباتية . ومن ثم فإن تركيز CO_2 يكون على اصغر قيمه في الجزء الأوسط وحتى الطبقة المظلية الأعلى ، ليتزايد بعدها بعيداً عن هذا المستوى - شكل (٤٦) - .

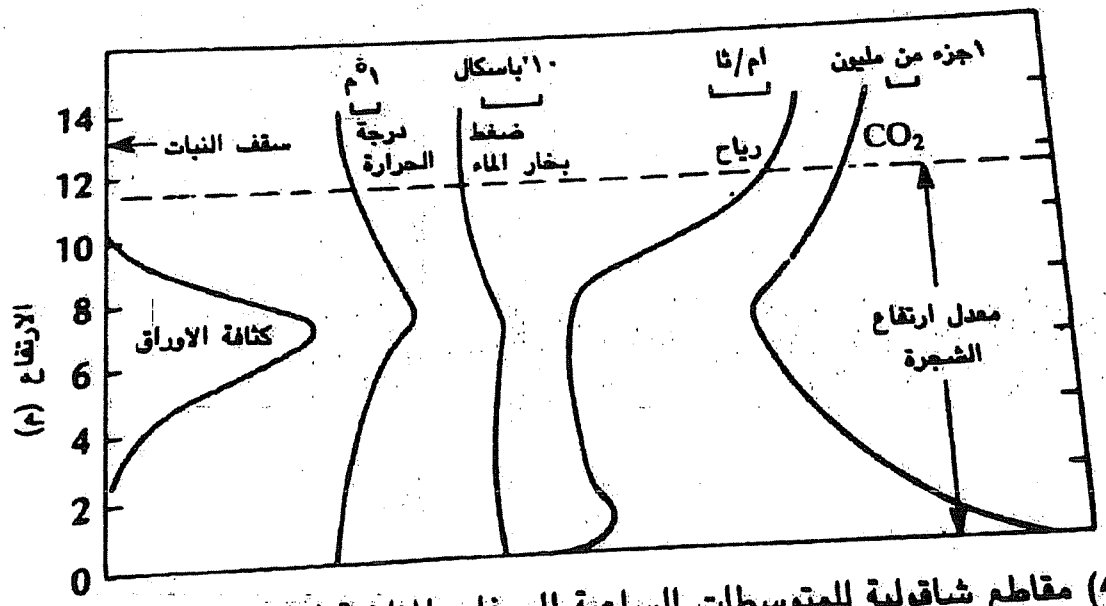


الشكل (46) مقاطع شاقولية لتركيز CO_2 ضمن حقل شعير وفوقه عند روثامستد في انكلترا عام ٢٢ تموز عام 1963)

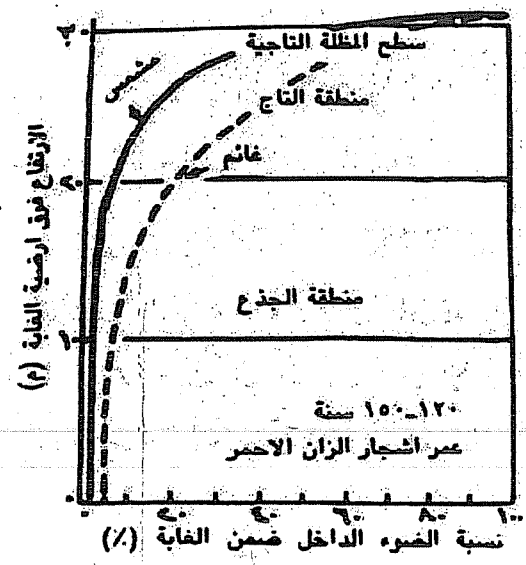
- مناخ الغابات :

عندما ندخل غابة في يوم صيفي مشمس ، نلاحظ تغيراً ملحوظاً في المناخ . فحركة الهواء تضعف كثيراً ، ويصبح أكثر برداً ورطوبة . وما هذا سببه إلا أننا نمشي في منطقة تقع تحت مستوى السطح الفعال ، حيث المكان الرئيسي لعرقلة جريان الهواء ، وامتصاص الأشعة ، والتبخر النتح ، والمقاطع الشاقولية النموذجية - شكل (٤٧) - توضح هذه الحقيقة التي تكاد تتوافق في شكلها العام تقريباً مع تلك التي تخص المحاصيل . والاختلاف الرئيسي بينهما يتمثل في كون معدلات التدرج (الغراديانات) أكثر ضعفاً فوق الغابة ؛ وهذا يعزى بشكل مباشر إلى كون عملية الاختلاط الهوائي أكبر فوق سطح الغابة الأكثر خشونة الذي يعمل على تشتيت الصفات الجوية عبر طبقة سطحية عميقة .

إن كمية الأشعة التي تخترق المنطقة التاجية باتجاه سطح الأرض تكون منخفضة عموماً لا تتجاوز في بعض الغابات نسبة ٥٪ - كما هو ملاحظ في الشكل (٤٨) لغابة شجر زان أحمر ذات أوراق كثيفة - . ويبين الجدول التالي (١٢) شدة الضوء الواصلة إلى أرضية غابات مختلفة الأشجار ، بعضها نفضي والآخر دائم الخضرة .



الشكل (47) مقاطع شاقولية للمتوسطات الساعية للصفات المناخية لغابة أشجار تنوب سيتكا Sitka Spruce عند فيترسو قرب ابريدين بانكلترا (57شمالاً) في يوم مشمس من شهر تموز عام 1970 ، في منتصف النهار



الشكل (48) تناقص الضوء في غابة زان احمر ذات اوراق كثيفة .

جدول (١٢) يبين شدة الضوء (٪ من الواصل إلى سقف الغابة) في نماذج متنوعة من الغابات الشجرية .

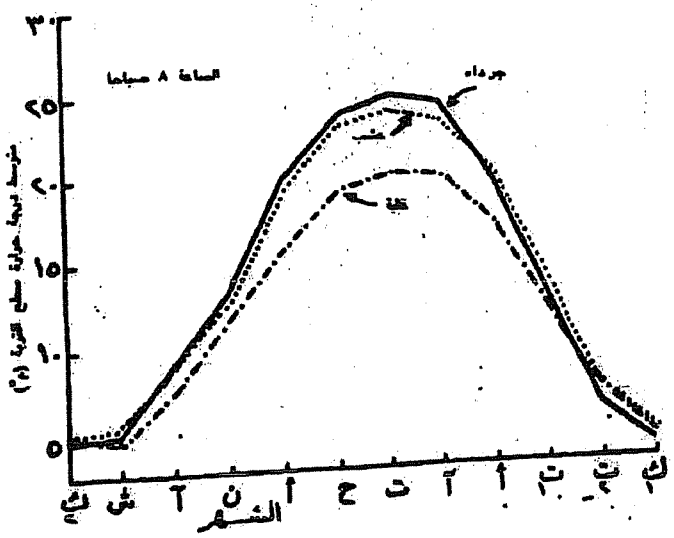
نموذج الأشجار	بدون أوراق	مع أوراق
أشجار نفضية		
زان احمر	٢٦ - ٦٦	٢ - ٤٠
بلوط	٤٣ - ٦٩	٣ - ٣٥
دردار	٣٩ - ٨٠	٨ - ٦٠
بتولا	-	٢٠ - ٣٠
أشجار دائمة الخضرة		
شربين	-	٢ - ٢٠
تنوب	-	٤ - ٤٠
صنوبر	-	٢٢ - ٤٠

ولقد تم تحديد نسبة الواصل من الإشعاع إلى سطح الأرض وسويات ارتفاع مختلفة عنها في غابة مدارية مطيرة ؛ فوجد أنه على ارتفاع ٢٣ - ٢٥م لم تصل إلى فجوات المنطقة العليا أكثر من ٢٥٪ ، لتتدنى النسبة عند مستوى ١٢ - ١٨م (قمة

الأشجار الصغيرة التحتية) إلى ٦٪ ، وإلى ٥٪ عند ارتفاع ٦ ـ ٩م في المجال بين جذوع الأشجار ، لتقل النسبة حتى ١٪ عند أرض الغابة .(١)

وتعد قمم الغابات ذات ماصية مرتفعة للأشعة ، وتتراوح بين ٥٠ ـ ٧٥٪ من الأشعة الواردة . وتتحول الطاقة الإشعاعية الممتصة إلى حرارة يشع جزء منها على شكل موجات طويلة نحو الجو الأعلى ، ونحو داخل الغابة مساهماً في رفع درجة الحرارة للوسط المجاور ، ويستخدم الجزء الآخر في عملية التبخر ـ النتح . وتختلف نسبة الأشعة المنعكسة باختلاف كثافة الغابة ، وغزارة أوراقها في قمتها ، ووضعية أوراقها متعامدة مع الأشعة أو موازية لها . ففي حالة الغابة الكثيفة ـ ذات الأوراق المتعامدة ـ التي تمتص حوالي ٧٥٪ من الأشعة الشمسية ، فإنها تعكس نحو ٢٠٪ وتسمح للباقي بالنفاذ نحو أرضيتها .

ونتيجة لامتصاص الأشعة في مناطق قمم الغابات ، فإن سطح الأرض يسخن نهاراً بدرجة أقل منه بشكل ملحوظ مما في الأرض العارية . وتكون الاختلافات كبيرة في فصل الصيف حيث تصل إلى ٥ ـ ١٠°م ، ولذا فإن الجو داخل الغابة يكون معتدل الحرارة صيفاً قياساً بما يجاورها من أرض جرداء . أما في الشتاء فتكون أرض الغابة أدفأ عموماً بشكل طفيف من الأرض الجرداء المجاورة وبفارق يتراوح بين ٠,٥ ـ ٢°م ـ كما هو موضح في الشكل (٤٩) ـ . وبسبب



الشكل (49) متوسط الحرارة الشهري لسطح تربة جرداء ومزروعة عشباً وتحت الغابة .

(1) Geiger. R; op. cit, p.303.

ضعف التبادل العمودي بين منطقة قمم الغابة ، والمناطق الواقعة أسفلها ، يتعرقل توغل الاختلافات الحرارية إلى داخل الغابة . فقمم الغابات تتسخن في حال تذبذب درجات الحرارة بصورة كبيرة بشكل غير متساوٍ نتيجة تغير سرعة الرياح في منطقة القمم بشكل كبير . وبالعكس فإن درجة الحرارة في اثناء النهار تكاد تكون متساوية داخل الغابة نفسها ـ انظر الشكل السابق (٤٧) ـ .

ويبين الجدول التالي (١٣) درجات الحرارة في مزرعة أشجار الشربين الكثيف

جدول رقم (١٣) :

عن «Geiger, 1966»

ارتفاع القياسات (م)	درجة الحرارة (م°)	
	المتوسط اليومي	التذبذبات اليومية
١٠م ، فوق الغابة	٢٣,٣	١٦,٤
٥م ، في منطقة قمم الأشجار	٢١,٦	١٩,٤
٣م ، في منطقة التاج	٢١,١	١٩,٠
٢,٥م ، في منطقة الجذوع	٢٠,٨	١٨,٤
١,٥م ، في منطقة الفروع الميتة	١٩,٦	١٦,٥
٠,٢م ، عند أرض الغابة	١٨,٣	١٤,٠

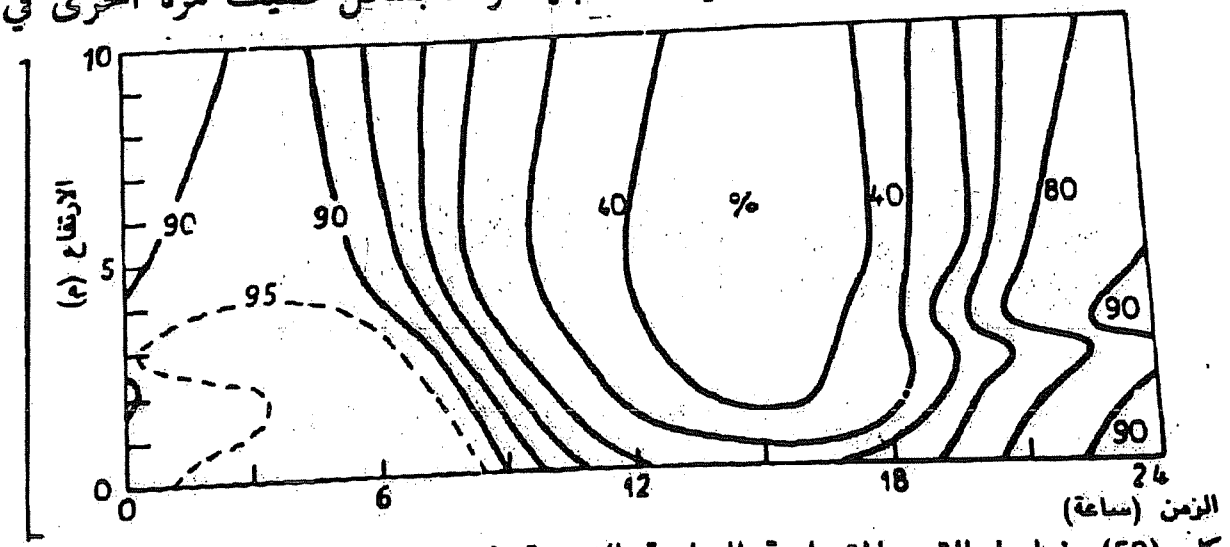
ففي خلال ساعات النهار تسجل الحرارة القصوى الرئيسية في الغابة الكثيفة ، بينما يندر ملاحظة ارتفاع درجة الحرارة عند سطح الأرض . أما في الغابة قليلة الكثافة فتظهر درجة الحرارة القصوى عند سطح الأرض . ويحدث أقصى تبرد في ذروة القمم بعد مغيب الشمس ، إلا أن مثل هذا الانخفاض الحراري لا يبقى طوال الليل ، لأن الهواء البارد ينساب من القمة نحو الأسفل ، ولذا قد تظهر في الغابة حرارة ثابتة نوعاً ما ومنخفضة عموماً من منطقة القمة وحتى أرضية الغابة ، وهذا ما يوضحه الجدول التالي (١٤) .

جدول (١٤) يبين درجة الحرارة في النهار والليل عند مستويات ارتفاع مختلفة من غابتين مختلفتين :

عن «شلش وآخرون ، ١٩٧٨»

الوقت (الساعة)	الشهر	نوع أشجار الغابة	درجة الحرارة (م°)			
			عند أرضية الغابة	منطقة القمة	قروة منطقة القمة	فوق منطقة القمة
١٣	حزيران	تنوب	١٩,٧	١٨,٨	٢٣,٢	٢٠,٥
٢١	حزيران	تنوب	١٢,٥	١٢,٢	١١,٨	١٣,٦
١٣	تموز	بلوط	١٩,٢	٢٠,١	٢٢,١	٢١,٦
٢١	تموز	بلوط	١٤,٢	١٣,١	١٢,٦	١٥,٠

وتتوقف رطوبة الغابة على عملية التبخر من الأرض ، ومن قمم الأشجار . وتتصف داخلية الغابة بارتفاع رطوبتها عموماً ، بحيث لا يقل المتوسط اليومي لرطوبتها النسبية عن ٦٠٪ ، وهذا مرده إلى ضعف التبادل بينها ، وبين طبقات الهواء الواقعة في أعلى الطبقة العلوية التاجية . وتتناقص الرطوبة النسبية بشكل عام ضمن الغابة مع الابتعاد عن أرضيتها - كما هو موضح في الشكل (٥٠) - لتزايد درجة الحرارة في هذا الاتجاه ، غير أن نسبتها تزداد بشكل طفيف مرة أخرى في



الشكل (50) خطوط القيم المتساوية للرطوبة النسبية في مزرعة شربين حديثة قرب ميونيخ (المانيا) .

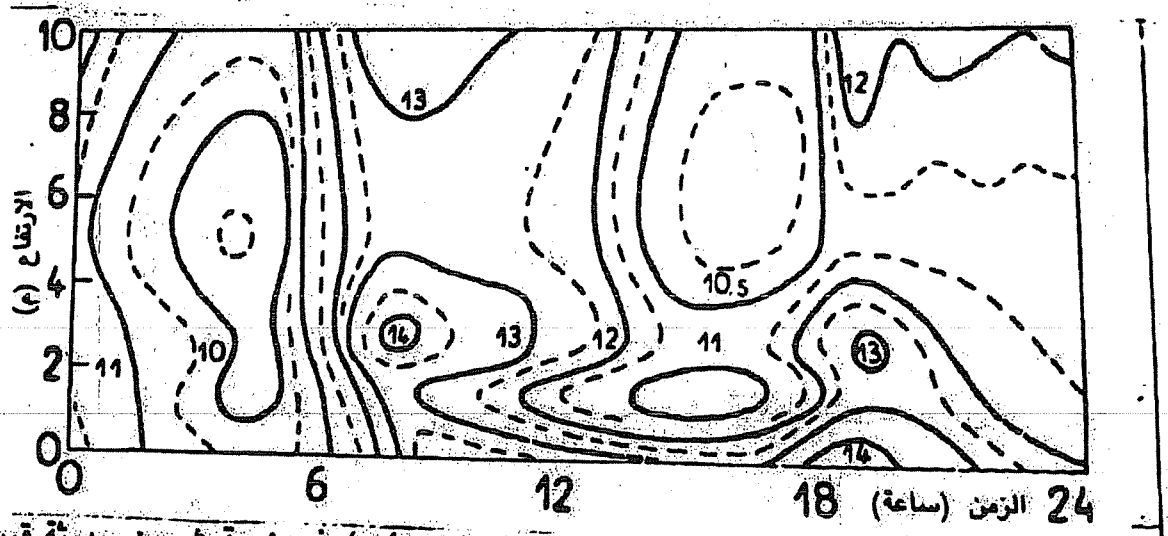
المنطقة التاجية مصدر تبخير المياه المنتوحة من الأوراق ، أو المتجمعة عليها إذا ما كان هناك هطول . أما ضغط بخار الماء فتغيراته قليلة عموماً ، مع ظهور أعظمين له ؛ أحدهما عند أرضية الغابة ، والآخر في المنطقة التاجية ، وذلك فيما بين الساعة ٨ ـ ١٢ ، والساعة ١٨ ـ ٢٤ (شكل ٥١) . والجدول التالي (١٥) يبين قيم الرطوبة النسبية وضغط بخار الماء في مزرعة كثيفة من أشجار الشربين خلال فصل الصيف بالقرب من مدينة ميونيخ (ألمانيا) .

جدول رقم (١٥) ـ

عن "Gieger, 1966"

ارتفاع القياسات (م)	معدل ضغط بخار الماء (مم زئبق)	الرطوبة النسبية (٪)		
		المعدل اليومي	التذبذب اليومي	المعدل لأيام محجوبة
١٠م ، فوق الغابة	١١,٩	٦٣	٥٨	٧٦
٥م ، في منطقة قمة الأشجار	١١,٢	٦٣	٦٢	٨٠
٣م ، في المنطقة التاجية	١٢,٢	٧٠	٦٢	٨٤
٢,٥م ، في منطقة الجذوع	١١,٧	٦٩	٦٠	٨٦
١,٥م ، في منطقة الفروع الميتة	١١,٥	٧١	٦٠	٨٧
٠,٢م ، عند أرضية الغابة	١٢,٥	٧٩	٤٥	٩٠

وتكون الرطوبة النسبية في الغابات المتساقطة الأوراق ـ في فترة اخضرارها ـ أعلى مما هي عليه في الغابات الصنوبرية ذات الأوراق الرفيعة ، نظراً لنشاط النتح



الشكل (51) خطوط القيم المتساوية لضغط بخار الماء (مم زئبق) في مزرعة شربين حديثة قرب ميونيخ (المانيا) .

من أوراق الغابات المتساقطة قياساً بالغابات الصنوبرية ، ومن جراء الانخفاض النسبي لدرجة الحرارة في داخل الغابة .

وتعمل الغابات على إعاقة حركة الرياح وبالتالي إضعاف سرعتها بشكل ملحوظ ، وهذا ما يمكن ملاحظته ليس ضمن الأشجار الغابية دون المظلة التاجية عندما نسير هناك على أرضية الغابة حيث تسيطر حالة من الهدوء فيما إذا كانت الغابة كثيفة ، وإنما يلاحظ في الجهة المعاكسة لوجهة الرياح من الغابة وعلى بعد يتراوح بين ٥ - ١٠ أضعاف ارتفاع الغابة حيث تبدو الرياح خفيفة جداً ، حتى لتوصف بالهدوء مماثلة لما هي في داخل الغابة ، غير أنه تسود في المنطقة الواقعة في ظل الغابة بعض التيارات الهوائية الدوامية .

فعندما تصطدم الرياح بالغابة تضعف سرعتها كثيراً (إلى أقل من ١,٠ سرعتها) ، وتقف الغابة أمامها حاجزاً ، يضطر الجزء الأكبر منها أن يتصاعد نحو الأعلى لتمر فوقها بسرعة متزايدة تفوق فيها سرعة الرياح فوق الأماكن المكشوفة . والجدول التالي (١٦) يبين تأثير الغابات على سرعة الرياح[1] .

جدول رقم (١٦) :

الغطاء الغابي	الارتفاع (سم)	سرعة الرياح (م/ثا)
بين جذوع الأشجار	١٠	١
عند تيجان الأشجار	٥٠	٣,٧
فوق الأشجار	١٨٠	٩,٣

فالمقطع الشاقولي لسرعة الرياح - الشكل السابق (٤٧) - يظهر حالة استقرار حيادية فوق الغابة ، وتناقص حاد في سرعة الرياح في المظلة التاجية العليا حتى مستوى الكثافة العظمى للأوراق . وتحت هذا المستوى تكون الرياح ضعيفة جداً

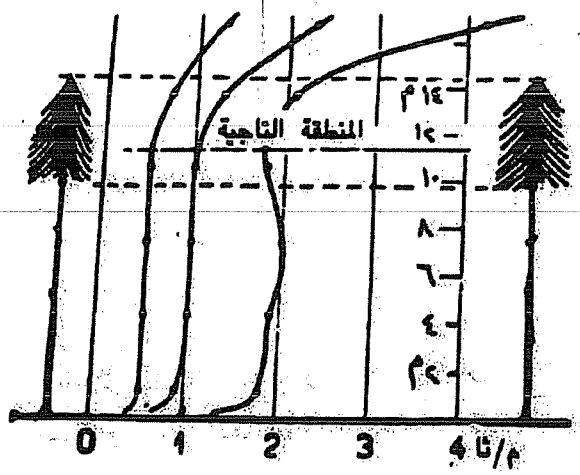
(١) يوسف عبد المجيد فايد ، مرجع سابق ، ص ٥١ .

لتبلغ درجة الهدوء عند أرضية الغابة ، مع إمكانية وجود بعض النفاثات الدنيا في المسالك الفارغة قبل مستوى الصفر عند قاعدة الغابة . وتضعف سرعة الرياح بشكل ملحوظ في المنطقة التاجية لانعدام العلاقة بين التيارات الهابة فوق منطقة القمم وتحتها .

وتؤثر كثافة الأوراق على سرعة الرياح ، فكلما ازدادت كثافة الأوراق قلت سرعة الرياح . وعليه يمكن القول أن سرعة الرياح في داخل الغابات المتساقطة الأوراق تقل في فصل التورق عما هو الحال عليه قبل التورق ، ويتضح هذا الوضع بشكل خاص في المنطقة التاجية ـ شكل (٥٢) ـ .

وتعمل الغابة على اعتراض مظاهر التهطال المختلفة من رذاذ ومطر وثلج وبَرَد . بحيث يتعرض جزء كبير من التهطال إلى الضياع بالتبخر ـ ممثلاً بالجزء الذي اعترضته أعالي الأشجار ـ لينفذ الجزء الباقي ضمن الغابة بالغاً أرضيتها عن طريقين؛ اما بنفوذه مباشرة من خلال سقوطه بين الاوراق وإما من خلال جريانه على الاغصان والأفرع ليبلغ سوق الاشجار، وجذوعها، ومن ثم سطح الأرض. وتتوقف كمية الهطول الواصل إلى أرضية الغابة على عاملين هامين:

أ ـ غزارة الهطول وديمومته ؛ كلما كانت كمية الأمطار الهاطلة في فترة زمنية معينة قليلة كانت خسارة الاعتراض أكبر ، حتى لتبلغ خسارة الاعتراض في بعض الحالات ١٠٠٪ ، بحيث تبقى أرضية الغابة جافة لا يصلها اية كمية من الهطول . وهذا يحدث عندما يكون الهطول بصورة رذاذ ، أو عبارة عن زخة

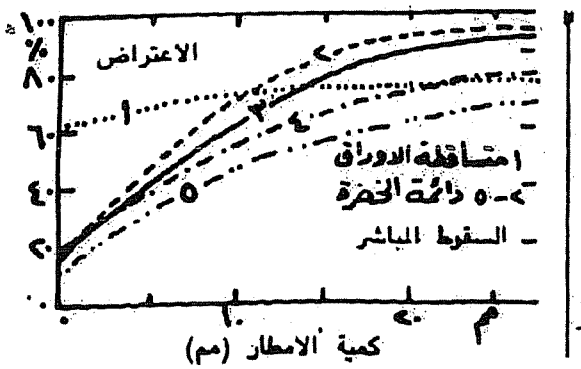


الشكل (52) مقاطع شاقولية للرياح في غابة صنوبرية .

مطرية هطلت في فترة قصيرة . ولذا فكلما كان الهطول أكثر ديمومة أتيحت الفرصة أكثر لتبلل المنطقة التاجية من الغابة ، وتهوذية الهطول بالتالي نحو سطح الأرض . ففي حال الأمطار الغزيرة ذات الديمومة الطويلة ، تتبلل تيجان الأشجار أولاً ، لينساب بعدها جزء من الماء على أغصان الأشجار وسيقانها ليصل أرضية الغابة ، وليهطل جزء من المطر على شكل قطرات إلى الأرض بشكل مباشر من خلال سقوطه بين الأوراق والاغصان، وتقدر نسبته بحدود ٧٠٪ .

ب - نوعية الغطاء الغابي ؛ تزداد خسارة الاعتراض في الغابات الدائمة الخضرة عما هي عليه في الغابات النفضية . وتشير بعض الدراسات إلى أن الأشجار الصنوبرية ذات الأوراق الأبرية تعترض نسبة من الهطول أكثر مما تعترضه الأشجار النفضية ذات الأوراق العريضة نتيجة لما تقوم به حراشف الأوراق الإبرية من استقطاب لقطرات الماء ، بجانب التهوية الأكبر في مجال الأوراق الابرية التي تزيد من التبخر .

إن كمية الهطول المعترض من قبل الغطاء الشجري يتوقف على نوعية الغابة ؛ ففي الغابات المدارية يعاق قرابة ٦٥٪ من التهطال بواسطة القمم الشجرية فلا تتمكن من الوصول إلى سطح الأرض ، بينما في العروض المعتدلة فإن نسبة المعترض يكون بحدود ٢٥٪ من كمية التهطال . ويبين الشكل (٥٣) خسارة الاعتراض ، والتهطال المباشر في عدة نماذج شجرية غابية ، وعند كميات هطول



الشكل (53) خسارة الاعتراض المطري في عدة نماذج من الغابات الشجرية في انكلترا .

مختلفة . كما يوضح الجدول التالي (١٧) توزع الهطول الساقط على أرضية نوعين من الغابات ، وما يضيع منه بالاعتراض .

جدول رقم (١٧) :

نوع الشجر	الفصل	الاعتراض (٪)	جريان الجذوع (٪)	الهطول البيني (٪)
شربين	صيف	٣٢,٤	٠,٧	٦٦,٩
	شتاء	٢٦,٠	٠,٧	٧٣,٣
زان	صيف	١٦,٤	١٦,٦	٦٧,٠
	شتاء	١٠,٤	١٦,٦	٧٣,٠

ولا يتوقف الأمر على الهطول المطري ، بل فإن الغابة تعترض أيضاً الهطول الثلجي وكذلك البرد . بحيث تعمل الغابات الأبرية الكثيفة على إعاقة قسم كبير من الثلج المتساقط في منطقة القمم ، ليتعرض هذا الجزء للتبخر ، أو لتذروه الرياح ، غير أنه في الغابات المتساقطة الأوراق ، فإن نسبة الاعتراض تكون أقل بكثير مما هي في الغابات الدائمة الخضرة . ففي غابات من أشجار التنوب والشربين بلغت نسبة الثلج الواصل إلى سطح الأرض بين ٢٥ - ٥٥٪ ، بينما تراوحت بين ٦٠ - ٩٠٪ في غابة من أشجار الزان[1] . كما وتفتت حبات البرد في أثناء ارتطامها بأغصان الأشجار لتصل إلى سطح الأرض بشكل آخر .

غير أن ما تتصف به الغابة ، هو تلقيها بعض هطولاتها عن طريق استخلاصها للرطوبة الجوية بشكل مباشر ، عن طريق تكاثف بخار الماء على هيئة ندى ، أو ترسبه على صورة قطرات متجمدة (صقيع) ، وكذلك ترسب قطيرات الضباب على الأوراق ، والأغصان ، والفروع ، بخاصة على أطراف الغابة ، وأعاليها المعرضة مباشرة للهواء الرطب ، والتي من خلال تجمعها على بعضها تهطل إلى أرضية الغابة . ولذا كثيراً ما تسجل بعض الهطولات في الغابة ، بينما لا يسجل شيء في الأراضي المكشوفة . ومن الممكن أن تصل كمية الهطول الأفقي (ضباب ،

(1) Geiger, R. Op.Cit, p.338.

ندى ، صقيع) إلى أكثر من ١٠٪ من كمية الهطول السنوية العامة . ولقد سجلت أجهزة قياس المطر في منطقة تاونس الألمانية الموجودة على ارتفاع ٨٠٠م فوق سطح البحر في يوم كثير الضباب تحت منطقة القمم الغابية قيماً أكثر من كمية الهطول التي سجلت في الأراضي المكشوفة بنحو ٦٦٪ .[1]

ويعكس منحنى ثاني أوكسيد الكربون خلال النهار - انظر شكل (٤٧) - حقيقة كون المظلة التاجية بالوعة لـ Co_2 بفعل نشاط عملية التمثيل الضوئي ، في حين تشكل التربة مصدراً لـ Co_2 بفعل التنفس . ويكون التدرج (الغراديان) خلال الغابة شديداً نسبياً بسبب عدم وجود مزج شديد يعمل على انتشار Co_2 المنطلق من التربة . وفي الليل عندما تتنفس المظلة التاجية أيضاً ، فإن تركيز Co_2 يتناقص سواء بالاتجاه من التربة نحو الأعلى ، أو فوق الغابة .

---

(١) علي شلش ، وآخرون «جغرافية الأقاليم المناخية» . جامعة بغداد ، بغداد ، ١٩٧٨ ، ص ١٠٨ - ١١٤ .

الفصل السادس

مناخ الاراضي المرتفعة والمضرسة :

عما لا شك فيه ، أن مناخ الجو القريب إلى سطح الأرض المضرسة يختلف عما هو عليه في الأراضي السهلية (المنبسطة) لما تمارسه الأراضي المضرسة من تأثير على المناخ العام والمحلي ، محدثة تحويراً وتعديلاً مكانياً فيهما ، ومساهمة في خلق ظروف مناخية خاصة ، وأصغرية في وحداتها الأرضية المتميزة . ومثل هذا الأمر يبدو واضحاً في ساعات النهار المشمسة ، حيث السطوح ذات الانحدارات المختلفة والواجهات المتباينة تتلقى كميات متباينة من الحرارة ، مما ينعكس على حالة الهواء المتماس معها والقريب منها ، مؤثرة على درجة استقراره ، ومؤدية إلى تحركه ؛ مما يترتب على ذلك كله مناخ أصغري في الأجزاء القريبة من تلك السفوح مختلف عن ذاك الذي يوجد في الوادي ، أو في أعالي ذرا الجبال . والأمر يحدث أيضاً في ساعات الليل ؛ حيث تقوم وجهة السفح ، وشدة الانحدار ، وشكل الوادي ووجهته وارتفاع التضريس وانخفاضه ، بدور كبير في تحديد خصائص المناخ الأصغري .

- مناخ السفوح The Climate of Slops :

ان المناخ في المناطق الجبلية يختلف في السفوح الجبلية المواجهة لأشعة الشمس مباشرة عما هو عليه في السفوح الواقعة في ظل الشمس . ففي العروض المعتدلة من

نصف الكرة الشمالي تكون السفوح المواجهة للجنوب أكثر حرارة ، وأجف من السفوح المواجهة للشمال . وليس مرد هذا التباين فقط إلى تعرض السفح ، وإنما يتدخل في ذلك أيضاً نموذج التربة وطبيعة الغطاء النباتي . فغالباً ما تتصف السفوح المواجهة للجنوب في العروض المعتدلة بنبات متنوع متكيف مع ظروف الجفاف أكثر من السفوح المواجهة للشمال الرطبة . وربما تكون حرارة السفوح المواجهة للجنوب في المنطقة القطبية الشمالية كافية لقيام حياة نباتية بسيطة .

ولا يتوقف الأمر عند السفوح الشمالية والجنوبية ، بل يوجد هناك تباين أيضاً في المناخ الأصغري بين السفوح المواجهة للشرق ، وتلك المواجهة للغرب في معظم عروض نصفي الكرة الأرضية ، حتى إذا افترضنا في البداية أن توزع الإشعاع متناظراً في منتصف النهار ؛ فالرطوبة الأعلى في الليل التي قد يترتب عنها تشكل الندى على السطح تجعل الأرض أكثر رطوبة في الصباح ، وعليه فإنه إبان ساعات النهار ـ منذ شروق الشمس ـ تكون الأشعة الشمسية أكثر فعالية فوق السطح الأقل رطوبة ، وتكون بالتالي درجة حرارته أكثر ارتفاعاً ، وهكذا تكون تربة هذا السطح وجوه أكثر جفافاً من السطح الآخر الذي كان أكثر رطوبة في ساعات الليل ، حيث أن جزءاً من الطاقة الشمسية الساقطة على ذلك السطح الرطب ، والمغطى بالنبات يستعمل في عملية التبخير والنتح . ولهذا السبب يكون التسخين المباشر للأرض والهواء فوق السفوح الغربية أكبر ، ودرجة حرارة الهواء والتربة أعلى مما فوق السفوح الشرقية . وتتكرر هذه العملية في كل يوم صحو غير غائم ؛ وهي ناتجة بشكل عام ، من كون رطوبة التربة أخفض في السفوح الغربية مما هي عليه في السفوح الشرقية . يضاف إلى ما تقدم ، أنه خلال النصف الأول من النهار يتسخن كل من السفحين الشرقي والغربي ، بينما في النصف الثاني من النهار لا يبدأ التسخين من الصفر في السفح الغربي ، في حين يبدأ تسخين السفح الشرقي في الصباح من الصفر ـ على أن تباين الظروف الأخرى على كل من السفحين الشرقي والغربي من حيث كثافة الغطاء النباتي وطبيعته قد تعدل درجة حرارة السفح الغربي الذي قد يكون أقل انحداراً ، وأسمك تربة ، وأوفر نباتاً ـ .

إن كمية الأشعة التي يتلقاها أي سطح هي التي تحدد بشكل عام خصائصه المناخية . وتتكون الأشعة الواردة من أشعة منتثرة قصيرة الموجة (ت) وأشعة جوية طويلة الموجة (جـ) وأشعة شمسية مباشرة قصيرة الموجة (ش) . وتعتمد كمية الأشعة المباشرة على الزاوية التي تسقط فيها تلك الأشعة على السطح المستقبل . والعلاقة بين كمية الأشعة التي يتلقاها السطح ، والأشعة المصطدمة بذلك السطح يبينها قانون التجيب للامبرت (Lambert's Cosine Law) للإضاءة ـ شكل (٥٤) :

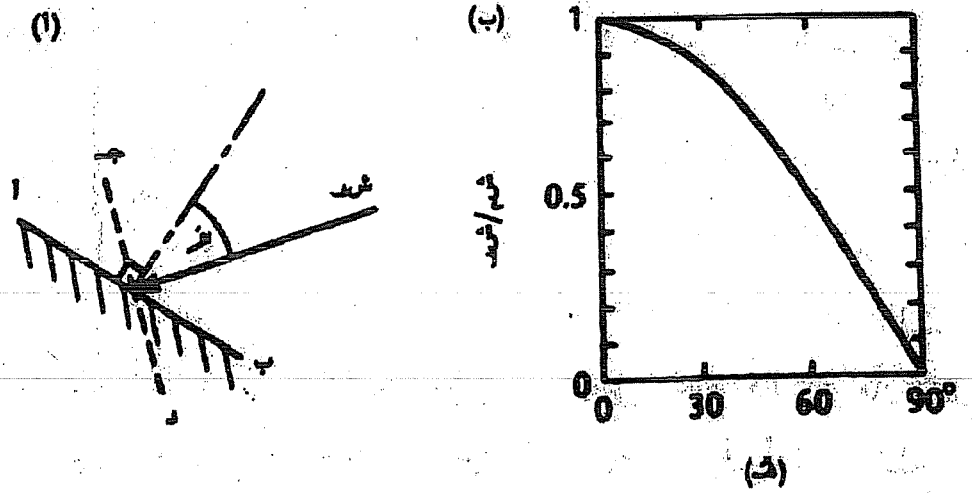
$$ش_م = ش_ف \times \text{تجب } هـ$$

حيث : $ش_م$ = شدة الأشعة الساقطة على السطح المنحدر .

$ش_ف$ = شدة الأشعة المتعامدة مع السطح (سطح افتراضي جـ د) .

هـ = الزاوية المحصورة بين الحزمة الإشعاعية المباشرة والعمود على السطح .

ومما تجدر الإشارة إليه ، أنه عند حساب الزاوية هـ لأي سطح وأي زمن لا تكفي معرفة فقط زاوية الانحدار بالنسبة إلى المستوى الأفقي ، ولكن أيضاً كل من زاوية السمت (Azimuth Angle) وزاوية سمت الشمس أو زاوية ميل الشمس (Zenith Angle of the Sun) . ففي أي وقت كان فإن شدة الأشعة الساقطة على



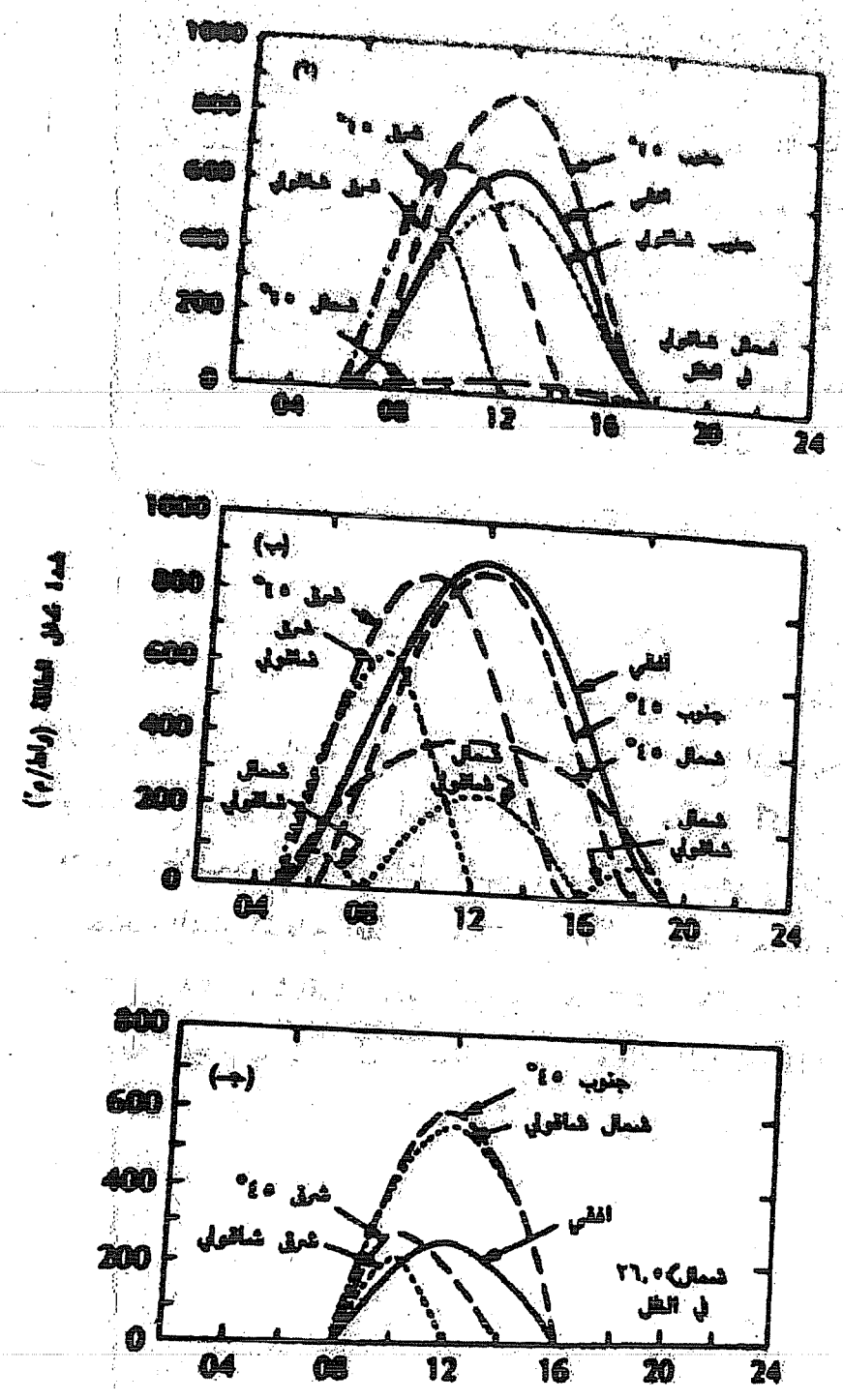
الشكل (٥٤) مخطط يمثل الزاوية (هـ) المحصورة بين السطح والحزمة الإشعاعية المباشرة (أ) . ومخطط لقانون التجيب للإضاءة (ب) .

السطح تتباين مكانياً حسب درجة العرض ، كما أنها تختلف باختلاف الظروف الطبوغرافية وما يرتبط بذلك من اختلاف أيضاً في زاوية السمت والانحدار . وبصورة عامة فإن السفح يكون أكثر تلقياً للأشعة عندما تقترب الزاوية (هـ) من الصفر ، وتجيب الزاوية (هـ) من الواحد (تجيب الزاوية صفر=١) ، حيث يكون تلقي الأشعة على أشده . أما عندما تكون الزاوية قريبة من ٩٠° درجة ، فإن تجيب هـ=الصفر ، والأشعة المتلقاة في حدودها الدنيا[1] .

ويبين الشكل (٥٥) الوارد اليومي من الإشعاع المباشر عند زوايا ميل وتوجهات مختلفة عند درجة عرض ٤٠ شمالاً في أوقات الانقلابين (عندما تكون الشمس فوق الرأس عند مداري السرطان والجدي) والاعتداليين (عندما تكون الشمس عمودية تماماً على خط الاستواء) . ففي نصف الكرة الشمالي ، تبدي السفوح المواجهة للجنوب والسطوح الأفقية تناظراً في الطاقة المتلقاة في منتصف النهار .

ففي فترة الاعتداليين ؛ تتلقى السفوح المواجهة للجنوب عند عرض ٤٠°شمالاً في منتصف النهار أعظمي أشعتها المباشرة الواردة إليها - بسبب كون الزاوية هـ= صفراً ، لأن الشمس تكون فوق الرأس تقريباً وش م=ش ف - . والانحدار الأقرب إلى ذلك في الشكل (٥٥ - أ) هو ٤٥° جنوب (هـ=٥ درجات) ، والتالي يكون الأفقي (هـ=٤٠°) ومن ثم العمودي جنوباً (هـ=٥٠ درجة) . أما فوق السفوح المواجهة للشرق فتكون الحزمة الإشعاعية التي تتلقاها في الصباح الباكر أكثر فعالية مما فوق السفوح المواجهة للجنوب ، ومن ثم فإن منحنيات السفوح المواجهة للشرق ترتفع بصورة أكثر حدة بعد شروق الشمس ؛ بخاصة ذات الانحدار ٤٥° شرقاً التي تتلقى أشعة أكثر مما تتلقاه السفوح (الأسطح) العمودية الانحدار المواجهة للشرق . وعلى كل حال ، فإن تغيرات السمت الشمسي خلال النهار تجعل السفوح المواجهة للشرق أول ما تبلغ الظهر الشمسي

(1) Rosenberg, N.J; op. cit, p.12



الشكل (55) التباين اليومي في الإشعاع الشمسي المباشر الساقط على أسطح ذات زوايا انحدار ومعارض مختلفة عند عرض 40° شمالاً في الاعتدالين (أ) والانقلابين (ب ، جـ).

المحلي ، لتناقص الأشعة المتلقاة بسرعة بالاقتراب من غروب الشمس (الساعة ١٢ بالنسبة للسفح العمودي المواجه للشرق ، والساعة ١٥ بالنسبة لمنحدر ٤٥°) . وعلى الرغم من أنه لا يظهر في الشكل (٥٥ ـ أ) وضع السفوح المواجهة للغرب المناظرة للسفوح الشرقية ، إلا أن تلك السفوح تتلقى في فترة بعد الظهيرة أشعة أكثر مما تتلقاه السفوح المواجهة للجنوب . وفي فترة الاعتدالين ، لا تتلقى السفوح الشاقولية المواجهة أشعة قصيرة الموجة بشكل مباشر ، وما تتلقاه من أشعة هو عبارة عن أشعة منتثرة قصيرة الموجة ، وأشعة جوية طويلة الموجة . والوارد إلى سفح درجة انحداره ٤٥ درجة شمال يكون قليلاً جداً في كافة الفترات .

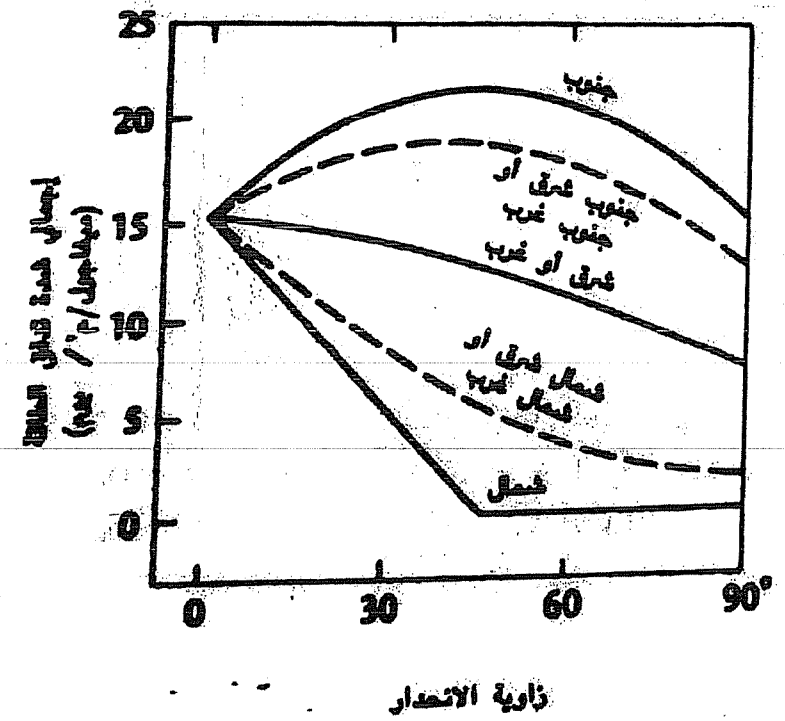
وفي الانقلاب الصيفي (٥٥ ـ ب) ؛ تلاقي السفوح المواجهة للشمال والشرق والسطوح الأفقية شروق الشمس قبل السفوح المواجهة للغرب والجنوب (الغرب لا يكون مرئياً لتناظره مع الشرق) . وتضاء السفوح المواجهة كما في الاعتدالين ، ولكن مع شروق شمس أبكر ، ووارد طاقة عظمى أكبر . أما السطوح الأفقية فتتلقى الأشعة مباشرة خلال النهار ، وتحصل السفوح على أعظمي أشعتها في منتصف النهار (سطح أفقي : هَـ=١٦,٥° ، سفح انحداره نحو الجنوب ٤٥° : هَـ= ٢٨,٥° ، شاقولي نحو الجنوب : هَـ=٧٣,٥°) . وتتمتع السفوح الشاقولية المواجهة للجنوب والشمال بإضاءة زائدة ؛ فتلك المواجهة للشمال تتلقى أشعتها في أول النهار وآخره (تلاقي شروق الشمس وغروبها مرتين يومياً) ، أما المواجهة للجنوب فتتلقى أشعتها بين الساعة ٨ والساعة ١٦ .

وفي الانقلاب الشتوي (شكل ٥٥ ـ جـ) ؛ لا تتلقى السفوح المواجهة للشمال ذات الانحدار الأكبر من ٢٦,٥° أية اشعة مباشرة ، في حين تكون السفوح المواجهة للجنوب في وضع أكثر ملاءمة لتلقي الأشعة . ويكون طول اليوم أقصر عموماً ، وهذا يترافق عموماً مع شدات أشعة أخفض ، مما يجعل الوارد الإشعاعي اليومي قليلاً نسبياً .

وبوجه عام فإن تأثير الانتقال أو التحرك من العروض المرتفعة إلى العروض المنخفضة يتمثل في زيادة الإضاءة فوق السفوح المواجهة للشمال بقدر السفوح المواجهة للجنوب . وحيث الأشعة الشمسية لا يمكن أن تتعدى أكثر من ٤٧° عن السمت وقت الظهيرة في المدارين ، فإن تأثير تغيرات الانحدار الطبوغرافي يقل بالمقارنة مع العروض المرتفعة ـ حيث إن الانحدار القليل أو تغيرات الواجهة وحتى المظهر ذات أهمية ملموسة ـ .

ويبين الشكل (٥٦) إجمالي كمية الأشعة المباشرة قصيرة الموجة في فترة الاعتداليين عند عرض ٤٥ درجة شمالاً . وتظهر فيه الفروق الواضحة على السفوح ذات الواجهات المختلفة . ويمكن الإشارة إلى أنه بينما تكون الأشعة على أشدها فوق السفوح المواجهة للجنوب بانحدار ٤٥° (هـ= صفر) ، لا تصل عندها أشعة مباشرة إلى السفوح المواجهة للشمال ذات زاوية انحدار أكبر من ٤٥ درجة .

ويترتب على الاختلافات في كمية الأشعة المتلقاة لأسباب طبوغرافية حدوث تباينات في توازن الطاقة عبر سطح الأرض كما هو موضح في الجدول التالي (١٨) الذي يبين التأثيرات الطبوغرافية على توازن الطاقة السطحية لأرض عارية في جبال تركستان (٤١° شمالاً) في شهر أيلول (ميغاجول/م٢/ يوم) .

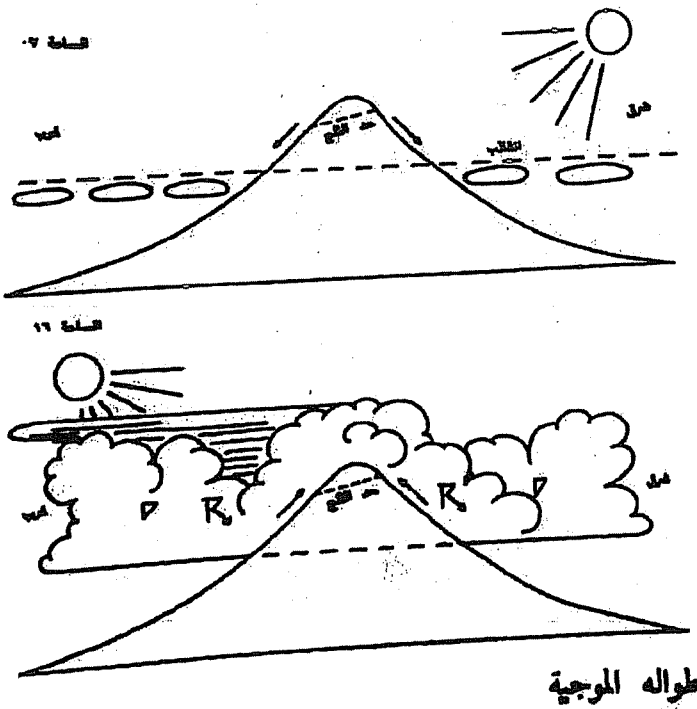


الشكل (56) اجمالي الاشعة الشمسية المباشرة اليومية الساقطة على منحدرات بزوايا ومعارض مختلفة عند عرض 45شمالاً في فترة الاعتداليين .

جدول رقم (١٨) :

الموقع	توازن الطاقة				حاكمية السطح	نسبة بوين	Q_u/Q^*
	Q^*	Q_H	Q_E	Q_u			
أفقي	١٤,٤	٩,٤	٢,١	٢,١	٠,١٤	٤,٥	٠,١٥
مواجه للشمال (٣٣°)	٦,٠	٣,٥	١,٧	٠,٧	٠,٢٠	٢,٠	٠,٢٨
مواجه للجنوب (٣١°)	١٧,٦	١٢,٦	٣,١	١,٩	٠,١٥	٤,١	٠,١٨

وتعد السفوح المواجهة للرياح أكثر تغيماً من السفوح المدابرة لوجهة الرياح . كما أن نوعية الغيوم السائدة تختلف حسب وجهة السفح والرياح الرطبة من جهة ، وحسب وجهة السفح من أشعة الشمس من جهة أخرى . فبعد الظهيرة ، عندما تسخن السفوح - كما هو الحال في الجبال المدارية - تتشكل الغيوم الركامية (الركام والركام المزني) بخاصة على السفوح الغربية - شكل (٥٧) - أما في ساعات الصباح



الشكل (57) تاثير التشمس والحملان اليومي على تشكل الغيوم في الجبال المدارية المنعزلة .

Q^* = شدة الاشعاع الصافي بكامل أطواله الموجية
Q_E = شدة تدفق الحرارة الكامنة اضطرابياً
Q_H = شدة تدفق الحرارة المحسوسة اضطرابياً
Q_G = شدة تدفق الحرارة تحت السطحية

الباكر ، فتسود الغيوم الطبقية . أما في حال هبوب رياح عامة باتجاه السفح الجبلي ، فإن أنواعاً مختلفة من الغيوم تتشكل حسب سرعة الرياح ، ودرجة الانحدار ، وزاوية اصطدام الرياح بالسفح ، تتمثل بالدرجة الأولى في الغيوم الركامية (الركام ، الركام المزني ، الركام الطبقي ، والركام المتوسط) .

وإذا كان للرياح تأثير مختلف على مناخ السفوح ، فإن لمظاهر السطح التضاريسية - ومنها السفوح - تأثيراً على الرياح . ولابد هنا من التمييز بين الآثار الفاعلة وتلك المنفعلة لمظاهر السطح على الرياح[1] . وكمثال عن الآثار الفاعلة ، نذكر : حركة الرياح المحلية على السفوح كدورة يومية نتيجة التسخين المتباين يومياً ما بين أسفل السفوح وأعاليها (رياح الجبل والوادي .. وغيرها) . أما الآثار المنفعلة فهي المتمثلة في آثار الجبال والوديان والتلال على اتجاه الرياح وسرعتها . وبصورة عامة ، فإن سرعة الرياح تزداد مع الابتعاد عن أسفل السفح ، لتبلغ اشدها عند أعالي السفح . وأي سفح يمكن أن يصبح في مواجهة الرياح أو في مدبرها حسب وجهة الرياح الهابة . أما عندما تكون الرياح الهابة ثابتة الاتجاه ، فهناك سفح في مواجهتها دائماً وآخر في مدبرها .

وتؤثر الرياح في المناطق الجبلية على توزع التهطال ، لكون السفوح المواجهة للرياح تمنحها قوة صعود تعمل على تنشيط التكاثف وزيادة التهطال ، لكنها تضطر للهبوط على السفح الآخر ، لتزداد تجففاً ، وتقل هطولاً . ولذا فإن السفوح المواجهة للرياح الرطبة وفيرة الأمطار ، وعكسها السفوح الواقعة في مدبر الرياح حيث تكون قليلة الأمطار . وتكون الأجزاء الأكثر ارتفاعاً في السفوح المدابرة - في الجبال التي تبلغ الأمطار أعظميها على السفوح المواجهة للرياح لانخفاض الجبال عموماً - أكثر مطراً . فالأمطار تتزايد مع الارتفاع فوق السفح المواجه للرياح حتى مستوى معين يعرف بمستوى الهطول الأعظمي .

---

(1) Geiger, R; «Topoclimates». General Climatolgoy, 2. Elsevier puplishing company, Amstrdam, 1969, p. 119

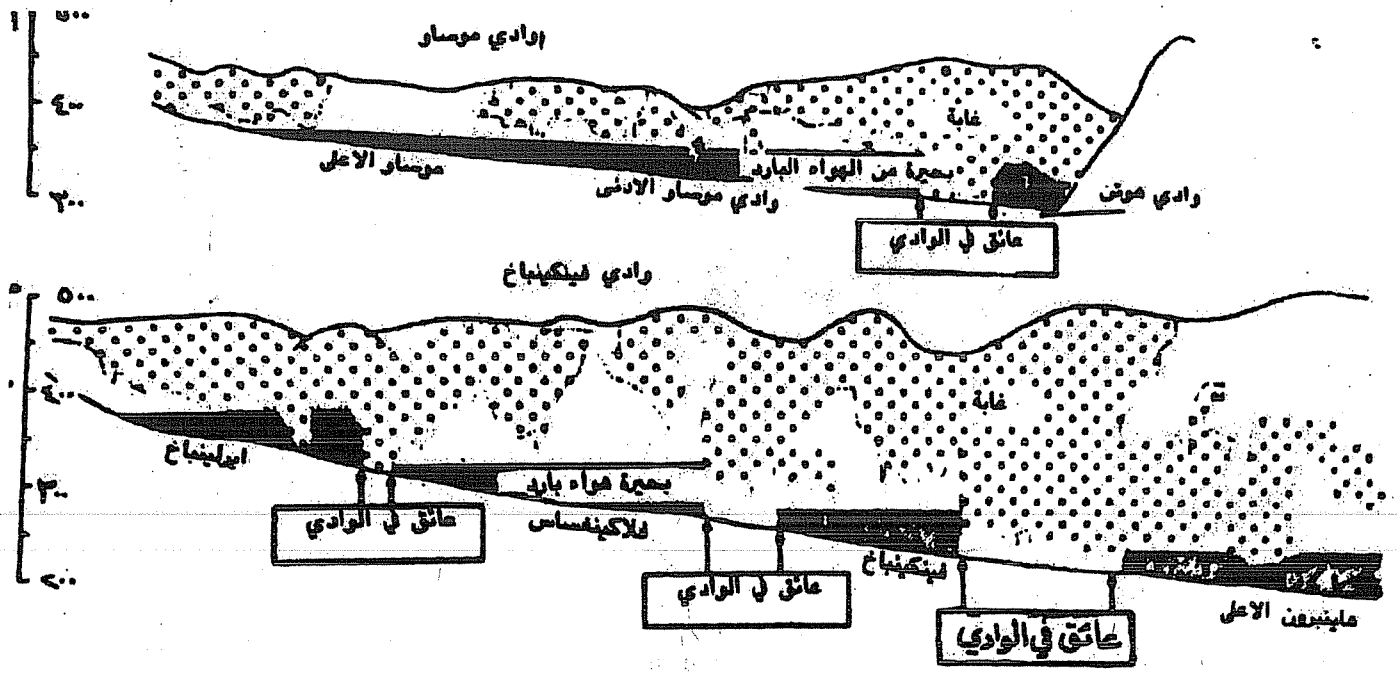
وعلى الرغم من أن الهطول الثلجي أكثر وفرة فوق السفوح المواجهة للرياح ، إلا أنه قد يكون أكثر تراكماً على السفوح المدابرة للرياح - وبخاصة في أعاليها - نظراً لشدة الرياح على السفوح المواجهة التي تعمل على تذرية الثلج منها ، ليتراكم على السفوح المدابرة .

ثانياً - مناخ الأودية :

يتحكم في درجات حرارة الأودية ؛ توجه الوادي ومحوره وشكل مقطعه العرضاني . فالأودية الممتدة باتجاه شمال - جنوب والمنحدرة باتجاه الجنوب (في نصف الكرة الشمالي) تصبح حارة عادة في منتصف النهار . وتعمل رياح الوادي (الرياح الصاعدة) على تعديل التطرفات الحرارية . وفي حال الأودية الممتدة باتجاه غرب - شرق التي لها جوانب ظليلة ، وأخرى مشمسة ، فإن درجة حرارتها تعتمد على وصول أشعة الشمس المباشرة إلى الجزء الأدنى من الوادي في منتصف النهار أو عدم وصولها ، وهذا يعتمد بدوره على الفترة من السنة . ومناخ الأودية التي يتخذ مقطعها العرضاني الشكل (U) مميز عن مناخ الأودية ذات الشكل (V) .

ولتعرض جوانب الأودية أهمية كبيرة في تباين درجات حرارتها بخاصة في ساعات النهار ، حيث تكون الجوانب المواجهة للشمس أكثر دفئاً بشكل ملحوظ من الجوانب الواقعة في ظل الشمس ، وتكون أهمية الجوانب في ساعات الليل أقل ، رغم دورها في خلق تباين حراري ، كما هو موضح في الشكل (٥٨) الذي يبين درجات حرارة الليل في وادٍ من أودية العروض الوسطى . والمتحكم الأول بدرجة حرارة الأودية في الليل هو تدفق الهواء البارد من أعالي جوانب تلك الأودية بصورة رياح هابطة - فيما تعرف برياح أو نسيم الجبل أو رياح السفوح - . ويمكن للعوائق الموجودة على جوانب الوادي أن تعترض حركة الهواء البارد في الليل مخلفة وارءها

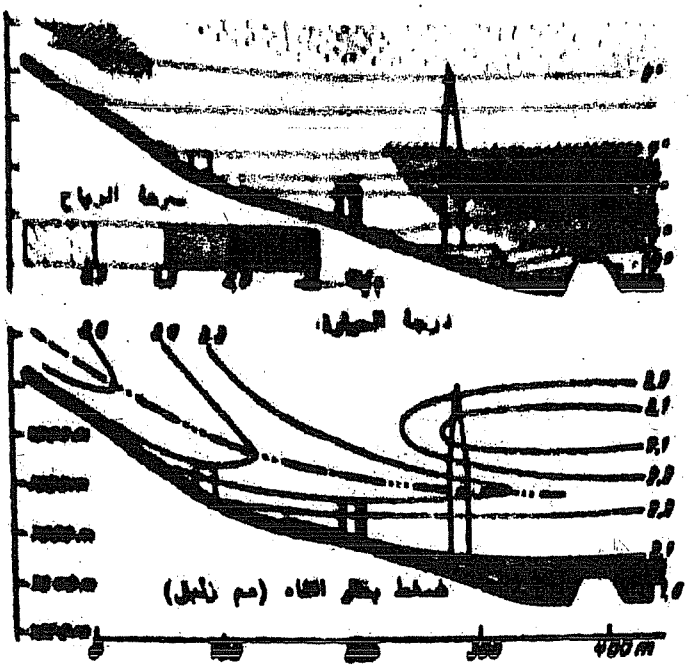
الشكل (58) درجات الحرارة فوق سلسلة من عدة تلال ممتدة باتجاه شمال جنوب ، في يوم مشمس .



الشكل (59) تشكل بحيرات الهواء البارد في القيعان والأودية .

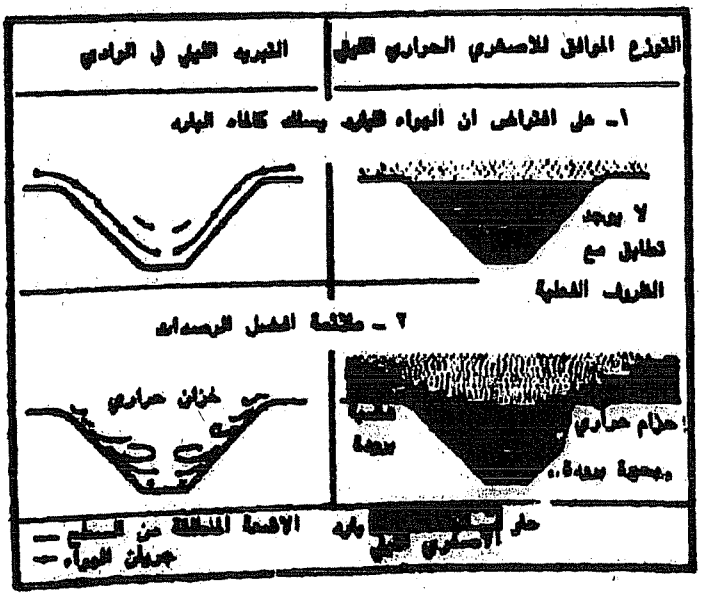
تشكل حجيرات الهواء البارد ، بالإضافة إلى الحجيرات التي تغطي قاع الوادي ـ شكل (٥٩) ـ . وللهواء البارد المتدفق من جوانب الأودية تجاه قيعانها تأثير ترطيبي ، حيث تزداد الرطوبة النسبية ، وتصبح فرص تشكل الضباب أكثر مما عليه الحال فوق الجوانب العليا ، خاصة وأن أجزاء الوادي المنخفضة ذات رطوبة أرضية أكبر ، وتبخر أعلى في ساعات النهار . وتجدر الإشارة هنا ؛ أنه في شتاء العروض الوسطى حيث تنخفض درجة حرارة قيعان الأودية إلى ما دون —٢٠°م ، لتكون في أعالي جوانبها بين الصفر و—١٠° ، فإن تشكل الصقيع في القيعان ـ يعني ترسب جزيئات بخار الماء مباشرة على القيعان الباردة ـ يعيق تشكل الضباب فيها ، ويجعل فرص تشكله أكبر فوق الجوانب الأعلى التي لا تهبط درجة حرارتها دون التجمد . وهذا ما يترتب عليه انخفاض ضغط بخار الماء عند القيعان ، وتزايده مع الارتفاع بعيداً عن القيعان ـ شكل (٦٠) ـ .

وبصورة عامة ، فإن الهواء البارد الهابط من أعالي منحدرات الأودية ـ بعد تبرده بالتشعع الأرضي ، والذي يكون تبرده هناك أكبر من الأجزاء الأدنى من المنحدر نظراً لانخفاض كثافة الهواء مع تزايد الارتفاع مما يتيح تبدد أكبر للاشعاع الأرضي نحو الفضاء ـ يتجمع في الأجزاء المنخفضة من الوديان . ونظراً لقلة المسافة



الشكل (60) مقطع شاقولي لدرجة الحرارة وضغط بخار الماء في وادي دافوس (المانيا) خلال الليل

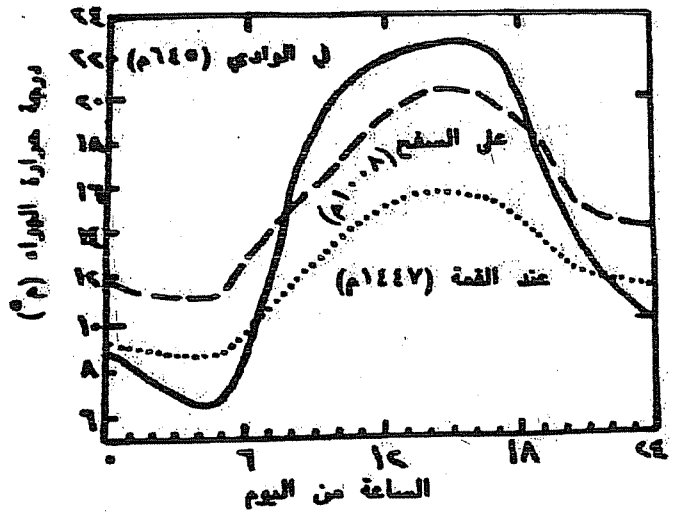
التي ينحدرها الهواء فلا يتعرض للتسخن الاديباتيكي ، لتشكل من جراء ذلك بحيرات صقيعية - شكل (٦١) - . واخفض درجات حرارة سجلت في اوربا الوسطى بكاملها ، كانت في المنخفضات التي يزيد عمقها على ١٠٠م في جبال الألب النمساوية ، إذ هبطت درجة الحرارة في القاع إلى ما دون - ٥٠°م ثماني مرات بين ١٩٢٨ - ١٩٤٢ ، على الرغم من أن الارتفاع فوق سطح البحر كان ١٢٧٠ متراً فقط[1] .



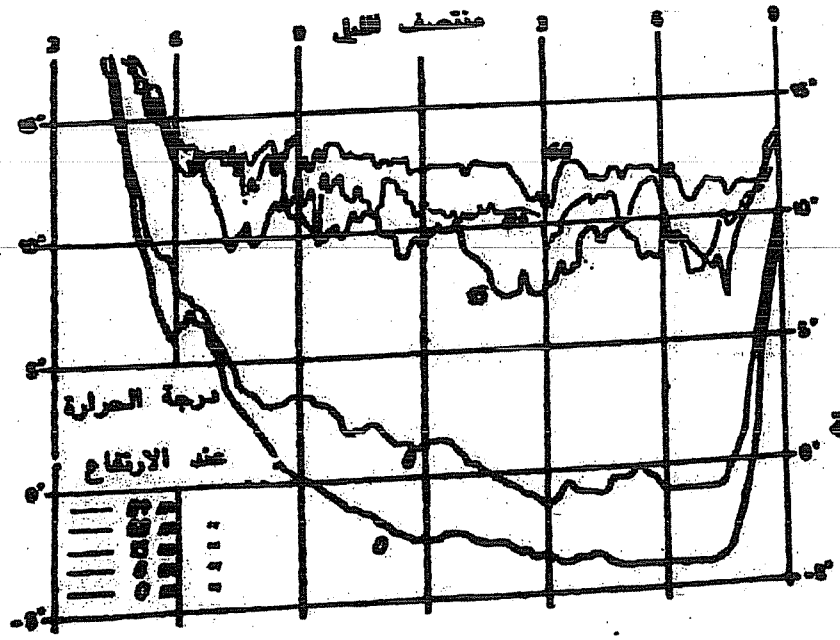
الشكل (61) تشكل البحيرات الصقيعية وتطور تشكل الحزام الحراري

(1) Geiger, R; «The Climate Near The ground». Harvard University press, 1960, p.399.

ويمكن القول أن منحنى الحرارة الأفقي عند سويات ارتفاع مختلفة عن قاع الوادي يخالف في ساعات الليل ما هو عليه في ساعات النهار ، حيث تتناقص درجة الحرارة نهاراً مع الارتفاع ابتداء من قاع الوادي - شكل (٦٢) - . ويختلف الأمر في ساعات الليل الهادئة الصحو ، حيث تتزايد درجة الحرارة مع الارتفاع (انقلاب حراري) إلى مستوى قريب من أعلى جوانب الوادي - أو القمة المطلة عليه - لتأخذ بعدها بالتناقص العام ، ويعرف المستوى الذي تكون الحرارة عنده ليلاً على أشدها بـ (مستوى الحزام الحراري) - والشكل (٦٣) يوضح اختلافات درجات الحرارة الليلية عند خمس سويات ارتفاع في أحد أودية كاليفورنيا ، حيث يظهر فيه أن مستوى الحزام الحراري يقع على ارتفاع ٦٨متراً - . ويبين الجدول التالي (١٩) اختلافات درجة الحرارة مع الارتفاع في وادي «غروسير فالكينشتاين Grosser Falkenstein» بألمانيا الغربية بدءاً من قاع الوادي وحتى قمتي الجبل المشرفتين عليه .



الشكل (62) اختلاف درجة الحرارة اليومية في يوم ربيعي جميل ، في منطقة جبلية .



الشكل (63) اختلاف درجة الحرارة الليلية عند خمسة ارتفاعات في وادٍ في كاليفورنيا

جدول رقم (١٩) :

عن Geiger, 1965

الارتفاع (م)	درجة الحرارة الصغرى المطلقة (م°)	متوسط درجة حرارة الفترة (أيار - تشرين١) ١٩٥٥			طول الفترة الحرة من الصقيع (يوم)	عدد أيام الضباب خلال الفترة (أيار - تشرين ١) ١٩٥٥
		متوسط الصغرى	المتوسط	متوسط العظمى		
١٣٠٧ ، ١٣١٢ (القمة)	٢٥,٢-	٥,٥	٨,٢	١٢,١	١١٨	١٢٤
١١٥٧	٢٠,١-	٦,٩	٩,١	١٢,٣	١٢٤	١٠٨
١٠٠٨	١٩,٤-	٧,٦	١٠,٠	١٣,١	١٥٦	٥٥
٩٢٥	١٦,٦-	٨,٠	١٠,٥	١٣,٩	١٥٧	٣٧
٨٥٠	١٨,٥-	٨,١	١١,٠	١٤,٦	١٥٩	١٢
٧٩٦	١٩,١-	٧,٩	١١,١	١٥,١	١٥٨	٧
٦٥٨	٢٣,٩-	٦,٤	١٠,٨	١٥,٧	١٠٩	٩
٦٢٢ (الوادي)	٢٨,١-	٤,٣	١٠,٦	١٦,٨	٩٧	٨

- الرياح التضاريسية :

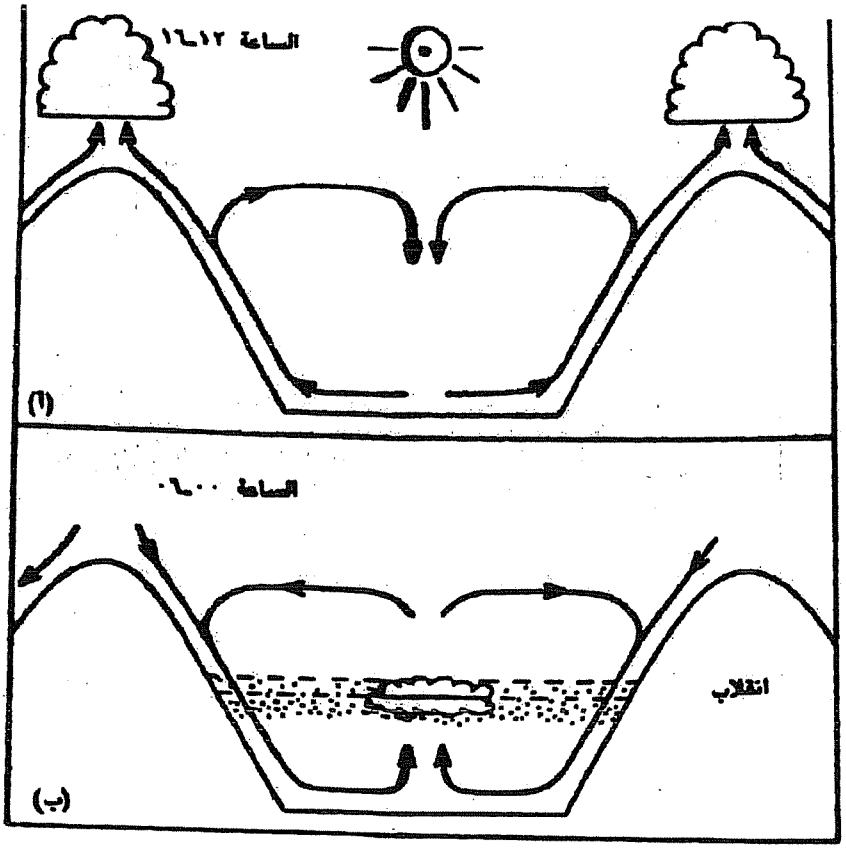
ينجم عن اختلاف درجة تضرس سطح الأرض ، وتباين مظاهر السطح نشوء رياح خاصة ، وتعديل في مسار الرياح وسرعتها . ولذا فإن الظروف المناخية في المناطق المضرسة تختلف عما هي عليه في الأراضي المنبسطة .

أ - الرياح ذات المنشأ التضاريسي :

تنشأ في المناطق الشديدة التضرس ، حيث تتعاقب الوديان مع ذرى الجبال ، وحيث تكثر الحوضات والأودية رياح محلية معاكسة في الليل لما هي عليه في النهار ، سببها الرئيسي الفروق الحرارية . ومثل هذه الرياح تبدو واضحة في فترات الاستقرار الجوي من السنة ، حيث أجواء الصحو ليلاً والشمس الساطعة نهاراً .

ففي ساعات النهار ؛ يتسخن الهواء فوق قاع الوادي وجوانبه (سفوحه) بصورة متفاوتة ، حيث تشتد درجة تسخين القاع والأجزاء الدنيا من جوانب الأودية قياساً بالأجزاء العليا من الجوانب والهواء الحر ، مما يؤدي إلى انخفاض كثافته ، وازدياد حالة عدم استقراره في القاع وصعوده نحو الأعلى متسلقاً سفوح الأودية (جوانبها) على هيئة رياح سفحية صاعدة (Anabatic) ، ليحل محله الهواء الأقل حرارة المتمركز في المستويات العليا من الأودية ، متخذاً الهواء بذلك دورة نهارية بين قاع الوادي وأجزائه العليا . فما دام التسخين النهاري مستمراً ، فإن الهواء يتمدد وتقل كثافته ويصعد نحو الأعلى فوق السفوح ، ويهبط الهواء الأبرد من فوق الأجزاء المركزية من الوادي ، وهو هواء لم يتعرض للتسخين كما تعرض هواء قاع الوادي المتماس معه ، وكذلك الهواء المتسخن الصاعد الذي يتبرد في أثناء صعود ، لتنعكس حركته في الأجزاء العليا من السفوح - كما هو موضح في الشكل (٦٤ - أ) - .

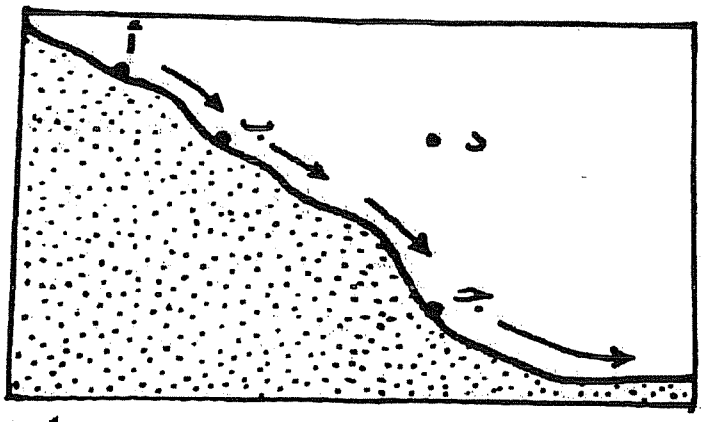
أما في ساعات الليل ؛ فتكون درجة تبرد الهواء فوق الأجزاء العليا من سفوح الجبال أسرع مما هي عليه فوق الأجزاء الدنيا من السفوح ، لسرعة التبدد الإشعاعي نتيجة الكثافة الأخفض للهواء المحيط بالسفوح العليا والبعيد عنها



الشكل (64)

نسيم الوادي (أ)

والجبل (ب)



والرياح السفحية الهابطة (جـ).

والواقع على مستواها ، مما يجعل الهواء المجاور للسفوح العليا يصبح أكثر برداً ، وأكبر كثافة من الهواء الحر المحيط بالسفوح ، مما يضطره للهبوط تحت تاثير ثقالته وقوة الجاذبية مندفعاً تجاه المستويات الأقل ارتفاعاً ـ شكل (٦٤ ـ ب) ـ فيما يعرف بالرياح السفحية الهابطة (Katabatic) ، أو رياح الجبل (نسيم الجبل) .

ويبين الشكل (٦٤ ـ حـ) آلية تدفق الرياح السفحية الهابطة ، حيث يمثل (أجـ) سفحاً جبلياً ، وتقع النقطة (د) على نفس مستوى النقطة (ب) الواقعة على السفح . ففي ليلة صحو ، يقلل التبريد بالاشعاع من درجة حرارة سطح السفح

عند النقطة (ب) ، مما يؤدي إلى تبرد الهواء الملامس للسفح عند النقطة (ب) بالتماس والتوصيل ، ليصبح الهواء قرب (ب) أكبر كثافة من الهواء الحر قرب (د) ، وليتدفق الهواء الأكثر كثافة إلى أسفل المنحدر تحت تأثير ثقالته وجاذبية الأرض له .

وتختلف سرعة الرياح فوق السفح من جزء إلى آخر منه - إذ تقوم درجة امتداده ، وتباين درجة انحداره وخشونته بدور هام في ذلك - ؛ ففي ساعات النهار ، حيث يبلغ تسخين الوادي أعظمه في ساعات ما بعد الظهيرة (الساعة ١٤ - ١٦) ، وتشتد سرعة الرياح السفحية الصاعدة التي تبدو بصورة نسيم (نسيم الوادي) ، فإن تلك السرعة تتضاءل مع تزايد الارتفاع بعد مستوى ارتفاع معين من السفح - يختلف حسب امتداد السفح ، ودرجة انحداره - يقع عموماً دون منتصف امتداده ، ليصل إلى مستوى قريب من أعالي السفوح منخفضة سرعتها بشكل ملحوظ ، لتنعكس حركة جزء من الهواء الصاعد متجهاً نحو الأجزاء الواقعة فوق محور الوادي حيث تسود هناك حركة هابطة ، وليستمر جزء من الهواء حتى ذرا الجبال مشكلاً أحياناً غيوماً تجلل تلك الذرا .

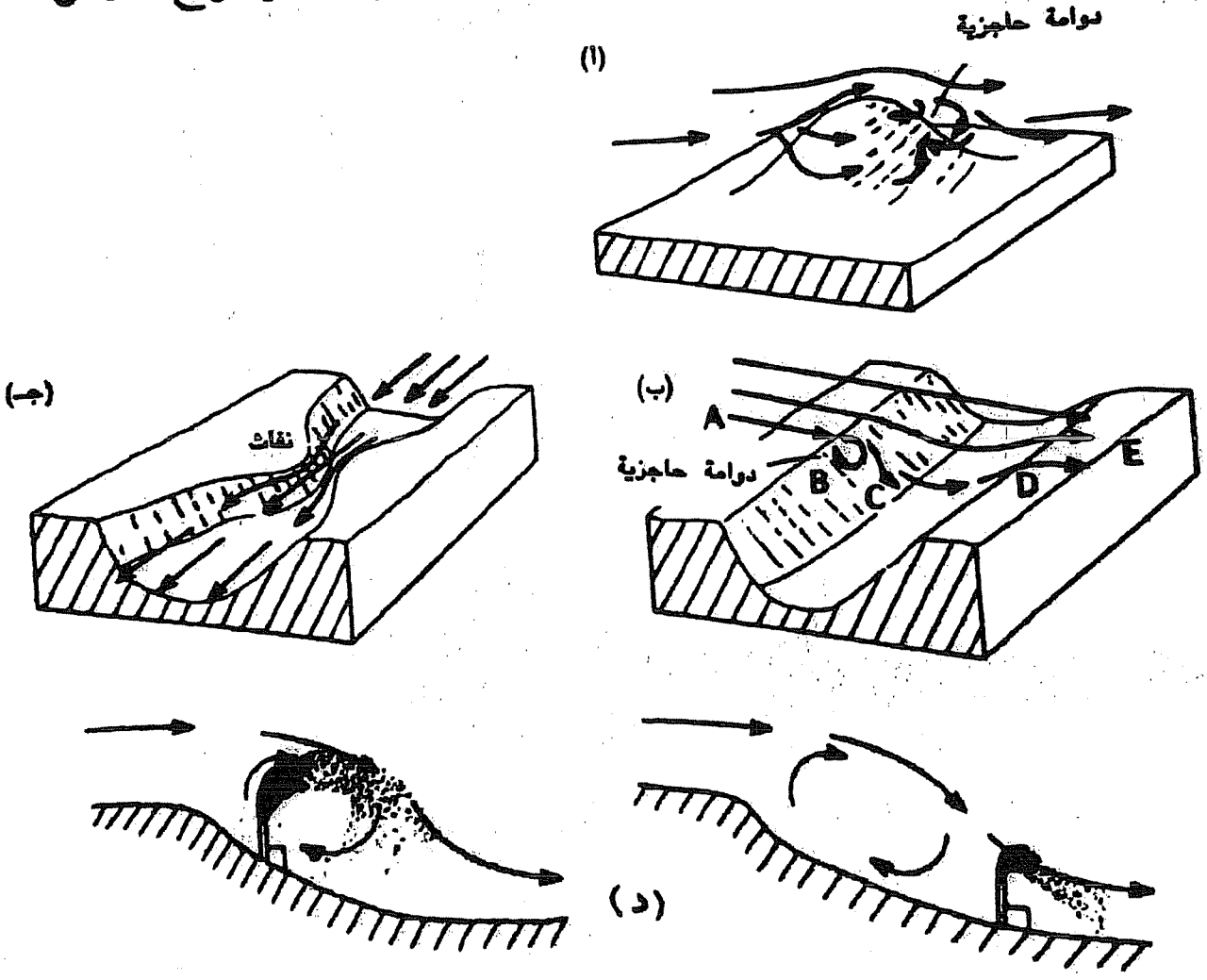
وبوجه عام فإن سرعة الرياح السفحية الصاعدة لا تتجاوز الـ ٢م/ثا . أما سرعة الرياح السفحية الهابطة فتتجاوز الـ ٢م/ثا لتصل أحياناً عند أقدام بعض السفوح الكبيرة الامتداد ، والشديدة الانحدار إلى أكثر من ٧ م/ثا - كما يحدث في بعض ليالي فصل الصيف عند الأقدام الشرقية للجبال الساحلية السورية المطلة على وادي الغاب - ، وتكون السرعة على أشدها في ساعات الصباح الباكر عندما يكون التبرد الليلي على اشده .

ب - الرياح المعدلة تضاريسياً :

إن تدفق الهواء فوق سطح مضرس لابد أن يتعرض إلى تحويرات في اتجاهه ، وتغير في سرعته . فمرور الهواء فوق منطقة تلية مفردة ، أو أرض منخفضة ، أو كتلة صخرية ، أو سياج حجري ، أو حتى شجرة كبيرة ، أو كتلة من الأشجار

الكثيفة ، يعرضه إلى اضطراب في تدفقه ، وإلى تغير في المناخ الأصغري في منطقة التغير الهوائي .

فالظواهر التضاريسية المفردة ؛ كالتلال المنعزلة تعمل على إحداث تعديل في مجرى الهواء المتحرك تجاهها ، حيث أن جزءاً من الهواء المصطدم بها يلتف حولها ، ليسناب الجزء المتبقي فوقها منحدراً على جانبها الآخر . وفي كلا الحالتين فإن سرعة الرياح تضعف نسبياً ، وتتشكل على الجانب المدابر لاتجاه الرياح تيارات دوامية من الهواء - شكل (٦٥ - أ) - . وإذا كان التل منخفضاً ، وامتداده الأفقي محدوداً ، فإن الرياح العالية السرعة تحافظ على حركتها الانسيابية فوق التل ، مع تولد جيوب محدودة من الهدوء والحركات الدوامية الخفيفة على الجانب المدابر للريح . ومثل هذا



الشكل (65) التعديلات التي تطرأ على حركة الهواء في عدة حالات : (أ) - تلال منعزلة ، (ب) وادي معترض لها . (جـ) وادي متوافق معها متغير الاتساع . (د) سفح وادي اقيمت عليه بعض المنشآت .

الأمر يحدث على المنحدرات التي اشتهدت فوقها بعض المنشآت العمرانية ، وتعتمد طبيعة التأثير على موقع المنشأة العمرانية او الاقتصادية من المنحدر - شكل (٦٥ - د) .

وعندما يكون التدفق الهوائي فوق وادٍ ، او اي مظهر اخر يشتمل على انخفاض مفاجيء ، أو ارتفاع في سطح الأرض ، كالجروف . . . وغيرها ، فإن الهواء يزداد سرعة عند الهبوط بفعل تأثير الجاذبية - وهذا ما يحدث في الأجزاء الغربية من وادي الغاب صيفاً عندما تكون الرياح غربية خاصة بعد الظهيرة - ، وعند هبوط الرياح تتولد بعض الدوامات الهوائية الحاجزية - كما هو موضح في الشكل (٦٥ - ب) - . أما على الجانب الآخر من الوادي فإن سرعة الرياح تتناقص أثناء صعودها إياه .

وعندما يتدفق الهواء عبر وادٍ على طول امتداده ، فإن سرعته تتغير مع تغير اتساع الوادي وتعرجاته . ففي حال تقلص عرض الوادي في بعض أجزائه متحولاً إلى أخدود ضيق ، فإن سرعة الرياح تزداد بشكل كبير لتأخذ شكل تدفق عالي السرعة (تيار نفاث) . ومثل هذا الأمر يحدث أيضاً في الفتحات الجبلية ، وكذلك في الفتحات الموجودة في الأسيجة (السور) ، وفي الفتحات الغابية - شكل (٦٥ - جـ) - .

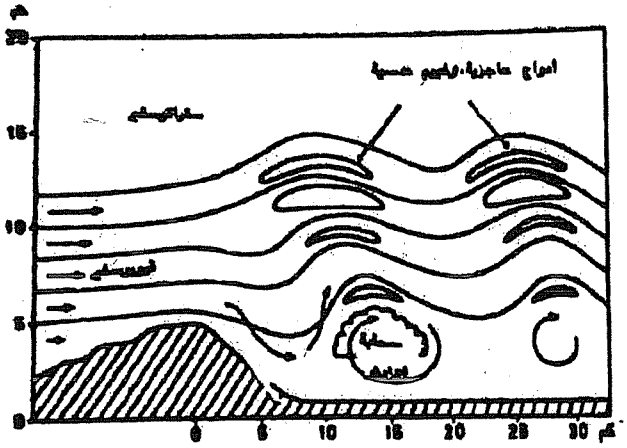
وعند اجتياز الرياح سلسلة جبلية تتكون فيها تموجات - تعرف بالأمواج الحاجزية Lee Waves - بعد مرورها عليها ، تترافق بتشكل غيوم عدسية في منطقة ذرا الموجات - شكل (٦٦) - . ويختلف طول الموجات المتشكلة بين ٥و٣٠ - ٤٠كم . كما تتشكل خلف الحاجز الجبلي وتحت ذرا الموجات القريبة من الحاجز غيوم دوارة تترافق بحركات دورانية في الهواء* .

(*) للمزيد راجع :

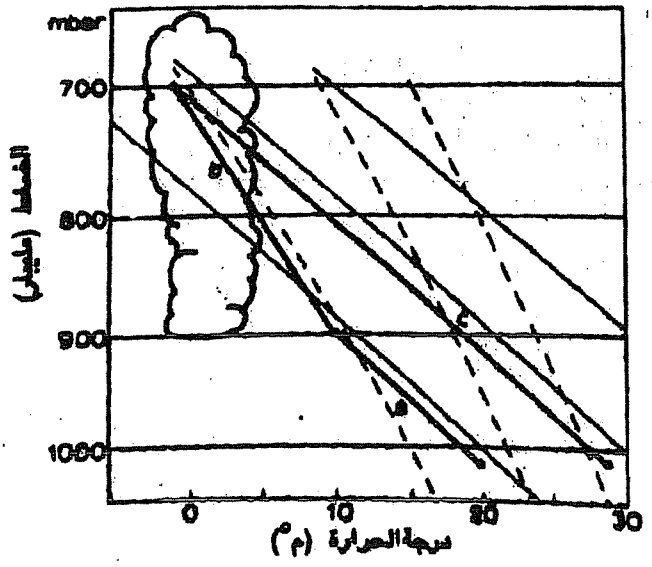
(1) Flohn, H; «Local wind System». General Climatology, 2. Amstrdam, 1969, p.167.

(٢) علي موسى «السحب» . سلسلة العلم والحياة ، الكتاب الثاني ، دار الفكر ، دمشق ، ١٩٨٨ .

وفي حال اصطدام رياح رطبة بسلسلة جبلية ، فإنها تسلقها ، متبردة وهي صاعدة نحو الأعلى ، لتتكاثف جزء من بخار مائها ، ويهطل على السفح المواجه لتلك الرياح ، وما أن تعبر ذرا الجبال حتى تهبط على السفح الآخر ، متضاغطة عند هبوطها ، مع ارتفاع درجة حرارتها ، فيزداد جفافها نتيجة تسخنها - بجانب جفافها الأولي بفقدها الجزء الأكبر من بخار مائها بالتكاثف ، والهطول على السفح المواجه لها - لتصل إلى مقدمة السفح المدابر لها ، وهي رياح حارة جافة ، بفارق حراري بين حضيض السفح الذي بدأت الصعود عنده ، وحضيض السفح الذي وصلت هبوطها إليه بحدود ١٠°م واحياناً اكثر من ذلك - شكل (٦٧) - . وتعرف الرياح الهابطة تلك باسم رياح الفوهن التي تترافق عموماً بظاهرة الأمواج الحاجزية في الهواء العابر للسلسلة الجبلية السابق ذكرها .



الشكل (٦٦) تشكل الامواج الحاجزية والغيوم العدسية خلف حاجز جبلي .



الشكل (٦٧) مخطط يبين التباين في درجة للحرارة بين مقدمة السفح المواجه للرياح والمعاكس لها الذي تسببه رياح الفوهن

- مناخ الكهوف :

يسود في الكهوف الصغيرة والكبيرة التي تتشكل في الجبال بخاصة في المناطق الكارستية - حيث الصخور الكلسية القابلة للتحلل بالماء - نموذج مناخي مميز ذو أهمية كبرى من جوانب متعددة (علمية وعملية) . ولا تقتصر تلك الكهوف على الجبال ، بل نجدها في أمكنة أخرى (هضاب ، وسهول مرتفعة) كما هو الحال في كهف كفربهم الكارستي في سورية .

وبوجه عام ، فإن المناخ في الكهف مماثل تقريباً لمناخ الأرض المجاورة له في مستويات العمق نفسها - ويمكن القول أنه كالمناخ السائد في السنتيمترات الـ (١٠ و١٩ - ٢١) من مناخ التربة - . وينعدم التبادل الإشعاعي بين الكهف والوسط الخارجي الجوي ،لذا تكون اختلافات درجة الحرارة قليلة ، والرطوبة عالية . ففي الكهوف ذات الفتحة الواحدة ، يكون الهواء هادئاً ، وتعرف مثل هذه الكهوف بالكهوف المستقرة أو الهادئة . أما في الكهوف المتعددة الفتحات فيحدث بينها وبين الوسط الخارجي تواصل بشكل مباشر ، مما يسمح بوجود بعض أنواع من الحركات الهوائية التي قد تكون قوية أحياناً ، كما في الهواء البارد المتدفق خارجاً من الكهف الذي يؤثر على المناخ المجاور لفتحات الخروج ، وتعرف مثل تلك الكهوف بالكهوف المضطربة أو الحركية (الديناميكية) .

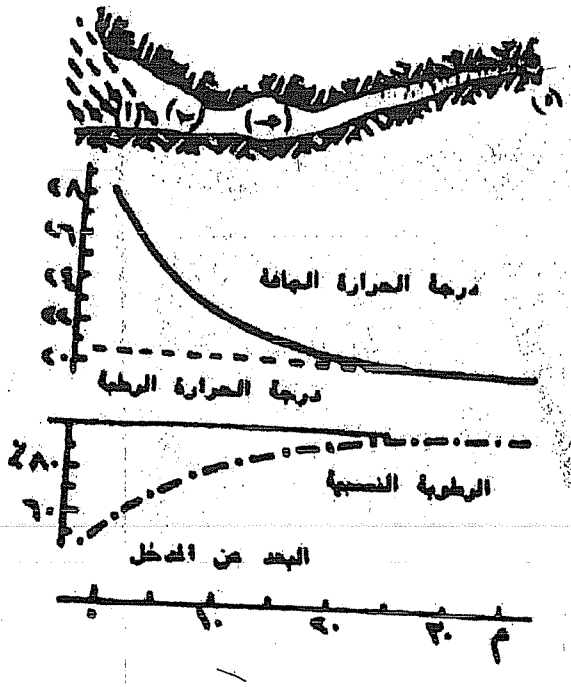
ونظراً لمناخ الكهوف المتميز ، فإن استخداماتها متنوعة ؛ فالكهوف المستقرة المحفورة صناعياً في الصخر تستخدم في تخزين البضائع نظراً لظروف درجة الحرارة المنتظمة والرطوبة أيضاً (مناخ خلوي أو حجيري) . أما الأنفاق التي حفرت من أجل المواصلات (السكك الحديدية والطرق) فهي تشبه الكهوف ذات المدخلين . وفي الحربين العالميتين ، كان يتم اللجوء الى تخزين التحف الفنية والمنتجات الصناعية . . . وغير ذلك ، في كهوف تحت الأرض . وعندما كانت تتهدد حياة الناس بالمخاطر كانوا يلجأون إلى الكهوف للعيش فيها . وتستخدم الكهوف حديثاً في استنبات الفطر في فرنسا وغيرها .

أ- الكهوف المستقرة أو الهادئة (Static Caves)

إن المظهر الأكثر إثارة ودهشة الذي يشعر به المرء أول دخوله بوابة كهف جبلي في يوم صيفي لطيف هو النقص السريع في شدة الإضاءة ، مما يجعل الهواء يصبح أبرد وأرطب مع الابتعاد عن المدخل . وضمن هذه الظروف تظهر نماذج خاصة من الحياة الحيوانية ، والنباتية التي تكيفت مع هذه الظروف غير العادية . ويمكن في بعض الكهوف ضمن ظروف معينة أن تتغطى أرضيتها بالجليد مع أشكال نامية منه تتشكل على الجدران والسقف التي تعكس المناخ السائد في الداخل الذي يناقض المناخ عند المدخل - حيث يكون النبات أخضر زاهياً - .

وتتصف الكهوف المستقرة ذات الفتحة الوحيدة التي لا تتميز عادة بكبر حجمها ، بأن ضوء النهار يتناقص بسرعة مع الابتعاد عن مدخلها ، وتنخفض درجة الحرارة ، وتقل فيها الاختلافات اليومية في درجة الحرارة إلى أن تبلغ الصفر ، كما تتزايد الرطوبة النسبية . وفي أعماق الكهف يقترب الهواء من التشبع ببخار الماء ، ويصبح الهواء عديم الحركة هادئاً بمجرد الابتعاد قليلاً عن فتحة الكهف . غير أنه يوجد في معظم الأحيان مزج اضطرابي للهواء عند المدخل يمكن له أن ينفذ إلى مسافة قصيرة في الداخل ، أو أنه ربما يوجد تدفق للهواء باتجاه الداخل والخارج نتيجة لفروق درجة الحرارة إن وجدت .

ومن الأمثلة عن الكهوف المستقرة ، نذكر كهف جنين في فلسطين ، الذي يبين الشكل (٦٨) مقطعاً طولياً له . وقد قام بوكستون (Buxton,A.P) عام ١٩٣١ بعدة قياسات رصدية فيه ، وكان ذلك في يوم ٧ حزيران ، مظهراً بذلك توزع درجة الحرارة في الكهف ذي الفتحة الوحيدة . ففي مدخل الكهف عند النقطة (أ) حيث يتمكن الإنسان من الوقوف ، ينفذ إليها ضوء الشمس ، ويكون الجو حاراً ، وجافاً نسبياً . وعلى بعد سبعة أمتار من المدخل يأخذ الكهف بالضيق الملحوظ



الشكل (68) درجة الحرارة والرطوبة في كهف ذو فتحة وحيدة

(النقطة ب) ، بحيث لا يمكن للإنسان النفوذ إلى ما بعد ذلك إلّا زحفاً . وفي هذا الموضع تتواجد الضفادع وبرقات الحشرات المائية في البرك . وبعيداً نحو الداخل ، تتناقص درجات الحرارة التي يسجلها الترمومتر الجاف بسرعة ، فعلى بعد ٢٥م من المدخل تصبح درجة الحرارة الجافة مساوية إلى درجة الحرارة الرطبة ـ التي تكون بالتالي ثابتة ـ . وفيما بعد ذلك باتجاه قلب الكهف يحافظ الهواء على تشبعه بخار الماء ، ودرجة الحرارة على ثباتها .

إن التغير من هواء مفتوح إلى ظروف الكهف يوضحه المثال التالي عن كهف كارستي غني بالصواعد والنوازل ، هو كهف بارادلا (Baradla) في هنغاريا ، الذي أجرى فيه دوديتش (Dudich.E) سلسلة من القياسات على مدار سنة . ويقع مدخل هذا الكهف على سفح جنوبي ويقود إليه نفق بطول ٤٥ متراً عبر سلسلة من الدرجات . ويبين الجدول التالي (٢٠) درجة الحرارة والرطوبة النسبية في الكهف سجلت في عام ١٩٢٨ ـ ١٩٢٩ . وكانت الرطوبة النسبية العظمى ١٠٠٪ في كل مكان منه .

جدول رقم (٢٠) .

عن "Geiger, 1965"

الموقع	مدخل الكهف		الدرجات التي تقود منخفضه نحوه			٤٥م من
	في المدخل	خلف المدخل	١٠ درجات	٤٠ درجة	٦٨ درجة	المدخل
درجة الحرارة السنوية:						
العظمى	١٧,٣	١٤,٦	١١,٨	١٠,٦	١٠,٢	١٠,٤
الصغرى	١,٨	٤,٨	٦,٦	٧,١	٧,٨	٨,٨
الفرق	١٥,٥	٩,٨	٥,٢	٣,٥	٢,٤	١,٦
رطوبة الهواء الدنيا (٪)	١٩	٦٦	٧٧	٩١	٩٥	٩٦

ويظهر من الجدول توغل اختلاف قيم درجات الحرارة العظمى التي تتناقص بسرعة مع الابتعاد عن المدخل ، والتي يتناقص معها أيضاً الفرق ما بين درجتي الحرارة العظمى والصغرى .

ولقد قام مؤلف الكتاب بإجراء قياسات لدرجة الحرارة ، والرطوبة النسبية في كهف كفربهم الكارستي ـ الواقع غربي مدينة حماه بنحو ٤ كم ـ في يوم ٢٠ آب عام ١٩٩٠ الساعة ١٤ . ويبلغ طول ذلك الكهف حوالي ٤٥م ، واقصى اتساع له بحدود ٣٠ متراً على بعد حوالي ١٥م من مدخله . أما ارتفاع سقفه عن أرضيته فيتراوح ما بين قرابة ٧ أمتار في وسطه إلى نحو ثلاثة أمتار عند مدخله (جنوب جنوب غرب) ومترين عند نهايته في طرفه الشمالي الشرقي . وعند إجراء القياسات أبقي باب الكهف الوحيد مفتوحاً ـ الذي يبلغ عرضه متراً واحداً وارتفاعه ١٨٠ سم ـ موفراً إضاءة جيدة غير مباشرة حتى عمق ٢٥ متراً من مدخل الكهف . ومما تجدر الإشارة إليه أن سماكة سقف الكهف ليس كبيراً ، فهو يتراوح وسطياً بين ٢ ـ ٥م ، ولقد أصاب الانهيار جزءاً منه خلال الفترة المحصورة بين تاريخ اكتشاف الكهف (١٩٧٨) ، ويومنا الحالي (١٩٩٠) . وفيما يلي الجدول (٢١) الذي يبين نتائج القياسات التي أجريت .

جدول (٢١) يبين درجة الحرارة (م°) والرطوبة النسبية (٪) في كهف كفربهم في يوم ٢٠ آب عام ١٩٩٠ . وقد اخذت القياسات على ارتفاع متراً واحداً من أرضيته .

البعد عن باب الكهف (م)	ارتفاع سقف الكهف عن أرضيته (م)	درجة الحرارة (م°)	الرطوبة النسبية (٪)	ملاحظات عامة
-	-	٣٥	٤١	خارج الكهف . امام مدخله في الظل
١	٤	٢٨,٥	٤٥,٥	-
١٠	٧	١٩,١	٤٥,١	
١٨	٧	١٨,٩	٤٥,٠	إضاءة وسط بسبب وجود الفواعد
١٨	٤	١٩,٠	٤٤,٨	إضاءة جيدة .
٢٩	٣	١٨,٠	٤٤,٢	
٣٤	٥	١٧,٨	٤٣,٠	
٤٥	٢	١٨,٢	٤٢	

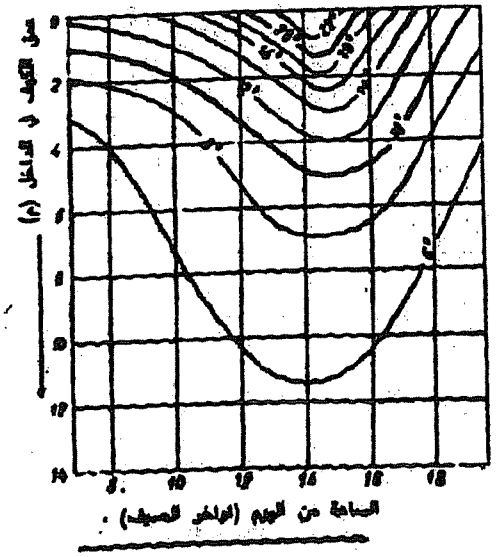
ويحدد موقع مدخل الكهف السلوك الفصلي لدرجة حرارة الكهف . فإذا ما كان موقع مدخل الكهف عند الحافة العليا من الكهف ـ أي إذا انحدر الكهف نحو الأسفل ابتداء من مدخله ـ ، فسيحدث عند انخفاض درجة حرارة الوسط المحيط بالكهف أن يهبط الهواء البارد نحو الأسفل إلى داخل الكهف ، في حين يعجز الهواء الدافىء عند ارتفاع درجة الحرارة في الخارج من الدخول إلى الكهف . ولهذا تعرف مثل تلك الكهوف بالكهوف الكيسية (Sack Caves) التي تعمل كخزانات برودة مما دعى إلى تسميتها ايضاً بمخازن البرودة (Cold Stores) . وبسبب هذه الخاصية النوعية ، فإن المتوسط السنوي لدرجة الحرارة في داخل الكهف تكون أدنى من درجة حرارة البيئة الخارجية المحيطة ، خاصة عندما يكون للكهف عنق شاقولي ، مما يترتب على ذلك تراكم للجليد والثلج في فصل الشتاء الذي يذوب ببطء كلياً ، أو جزئياً في فصل الصيف ، ويترافق ذلك عادة بتشكل ضباب محلي في

جبهة مدخل الكهف . وإذا ما وقع مدخل الكهف على أرضية واد باردة ، فسيتقوى عندئذ مفعول التبريد لداخل الكهف .

ومن الأمثلة عن الكهوف الكيسية العنقية نذكر الكهف المعروف بالحفرة الجهنمية (Hellhole) الموجود في جبال الغوي (Allgau) بجنوبي ألمانيا ، والذي يمكن اعتباره من الكهوف الوحيدة المدخل ، رغم أنه متصل بالهواء الحر عبر شقوق وفواصل في الصخر ، إلا أنها قليلة التأثير بسبب ضيقها الشديد . ويبلغ عمق العنق (Shaft) الشاقولي الدائري الذي يقود إلى داخل الكهف حوالي ٧١ متراً ، وقطره بحدود ٨ أمتار . ولقد قام «باومغرتنر A.Baumgartner» بقياس الشدة الضوئية بواسطة خلية سيلينيوم في يوم ٣ أيلول عام ١٩٤٩ ، فوجد تناقصاً في الإضاءة كالآتي :(١)

العمق في العنق (م)	٠	٥	١٠	١٥	٢٠
شدة الإضاءة (٪)	١٠٠	٩٠	٣٠	١٠	٤

وابتداء من عمق ٣٠ م لم يظهر سوى الضوء المتثر (المبعثر) الذي تقارب شدته ٠,٥ ٪ من الضوء الخارجي ، وبالكاد تميز الأجسام بواسطته إلا بالانتظار مدة من الزمن للتعود على الإضاءة الشديدة الانخفاض . أما اختلاف درجة حرارة الهواء في الكهف مع العمق في يوم صيفي مضيء فموضحة في الشكل (٦٩) .



الشكل (69) درجة نفاذية تذبذبات الحرارة اليومية داخل كهف كيسي عنقي .

(1) Geiger, R: Op. Cit, p.464.

فدون ١٥ م عمق تبقى درجة الحرارة بين ٤,٥ - ٥,٥°م ، ذلك أن درجات الحرارة المرتفعة في منتصف النهار في الهواء الخارجي يمكنها أن تنفذ لعدة أمتار فقط بطريقة الخلط ، ولتناقص شدتها بسرعة بعدئذ . وتسلك الرطوبة النسبية سلوكاً معاكساً لدرجة الحرارة ، يصل معه الهواء إلى درجة التشبع عند عمق ١٥م . وعندما تكون الظروف الجوية مناسبة ، حيث يحدث عندها انتقال للهواء عبر شقوق الصخر وفواصله ، ويترشح الماء أيضاً بشكل كاف ، فإن الهواء البارد في الكهف يتدفق نحو الخارج منساباً فوق الحافة العليا من عنق الكهف ، وهذا الهواء الداخلي أبرد بحوالي ٢٠°م من الوسط المحيط الذي خرج نحوه متدفقاً نحو الأسفل على جانب الجبل بسرعة ٠,٥ م/ ثا كنسيم لطيف معطياً للزائر انطباعاً مسبقاً عن مناخ الكهف الأصغري .

أما إذا كان مدخل الكهف واقعاً في النهاية السفلى منه ؛ فبإمكان الهواء البارد عندئذ التدفق خارجاً من الكهف لكونه أبرد من الوسط المحيط ، كما أن بمقدور الهواء الدافىء التسرب من خارج الكهف إلى داخله . وبينما يوجد عادة تناقص حاد في درجة الحرارة عند المدخل الوحيد للكهف الكيسي وبخاصة في الصيف ، فإن درجة الحرارة قد تتزايد فجأة عند المدخل لترتفع في الكهف بشكل خاص في فصل الشتاء . ولهذا السبب (الدفء الشتوي النسبي) تتخذ الخفافيش والحشرات من تلك الكهوف مساكن شتوية لها .

ب - الكهوف المضطربة أو الحركية (Dynamic Caves) :

تتميز الكهوف الحركية (الديناميكية) بكونها كهوفاً متعددة المنافذ ، ولذا تختلف أحوالها المناخية عما هو الحال عليه في الكهوف المستقرة وحيدة المنفذ . وتحتوي الكهوف الحركية على مدخل رئيسي يكون موقعه عادة في المستوى المنخفض من الكهف ، وعلى عدة منافذ صغرى تصل الأجزاء العليا من الكهف بالوسط الخارجي . والمثال الجيد عن هذا النوع من الكهوف هو كهف وأيس ريزنفلت

«Eisriesenwelt» في جبال داخ شتاين (Dachstein) بالألب النمساوية . ويقع المدخل الرئيسي لهذا الكهف على مستوى ارتفاع ١٤٥٨ متراً فوق سطح البحر على السفح الشديد الإنحدار من جبال داخ شتاين، بينما تنفتح نهاية الفتحات الأخرى على الجبال عند ارتفاعات من ١٦٠٠ ـ ١٩٠٠م . ويحدد ارتفاع الفتحات وفروق درجة الحرارة داخل الكهف وخارجه والعمليات الديناميكية التي تقوم بدور بارز في الجو الخارجي ، نوع الحركة في داخل الكهف .

ففي الكهوف المتعددة الفتحات تحدث تهوية جيدة في داخلها بفعل حركة الهواء التبادلية التي تتم مع الوسط الخارجي . وتتزايد سرعة الرياح في الكهوف المضطربة (الحركية) بتزايد عدد الفتحات وحجمها ؛ ففي الكهف السابق ذكره ، بلغ معدل سرعة تيار الهواء في دهليز المدخل الأنبوبي الرئيسي الذي مساحته ١٣ م٢ بحدود ٤ م/ ثا ، وسجلت سرعة قصوى بلغت ١٠م/ ثا . وانطلاقاً من هذه السرعة العظمى لتيار الهواء يمكن القول ان ما معدله ١,٦ × ١٠٦م٣ من الهواء يتدفق سنوياً ضمن الكهف . وتسود ظروف مشابهة الى حد ما في كهف ديدرية في منطقة عفرين في سورية ، وهو كهف موجه من الشمال نحو الجنوب بطول يزيد على ٥٠م وعلو ٨ ـ ١٠م ـ مدخله مطل على وادي ديدرية ومقره مفتوح في السقف المنهار ـ . لم تجر فيه قياسات مناخية .*

إن الذي يحدد اتجاه تيار الهواء في الكهف هو الفرق بين درجة حرارة هواء داخل الكهف وخارجه ، على الرغم من ان درجة حرارة الهواء الخارجي تؤثر على درجة حرارة الكهف . ففي الشتاء (كانون الأول ـ آذار) ينساب الهواء البارد عبر المدخل الأدنى للكهف ، مبرداً صخور الكهف ، وليخرج بعدها من الفتحات العليا . وهذا الهواء البارد جاف نسبياً ، تنخفض رطوبته النسبية إلى ٤٠٪ . ويمكن

---

*) معلومات شخصية قدمها عادل عبد السلام عضو البعثة السورية ـ اليابانية للتنقيب الأثري لما قبل التاريخ في منطقة عفرين (١٩٩٠) . أنظر أيضاً :
عادل عبد السلام «الأقاليم الجغرافية السورية» . جامعة دمشق . ١٩٩٠ ، ص ١٤٤ ـ ١٤٥ .

لبعض الجليد الذي يوجد في الجزء الأدنى من الكهف أن يتبخر (يتسامى) بفعل حركة الهواء الجاف . وفي فصل الشتاء فإن درجة الحرارة تنخفض بشكل ملحوظ إلى ما دون درجة التجمد . وعندما يبدأ الثلج الخارجي بالذوبان في الربيع ، ويتسرب ماء الثلج المنصهر إلى داخل الكهف كما يحدث بشكل ملحوظ في شهري أيار وحزيران ، تتشكل كتل ضخمة من الجليد في الكهف الذي ما زال بارداً لاستمرار برد الشتاء ، والحرارة المنخفضة التي تنتج عن الصفر .

ونادراً ما يتم الشعور في داخل الكهف بفترات الصيف الحارة خارجه . فمن أيار وحتى منتصف تشرين الثاني ، فإن مدى درجات الحرارة يتراوح بين −١°م إلى +١°م (قريبة من نقطة التجمد) . ويتدفق الهواء البارد خارجاً من المدخل الأدنى للكهف ؛ ولهذا السبب تكون حركة الهواء من تموز وحتى أيلول معاكسة لما كانت عليه في الشتاء . ويعمل هواء الصيف الذي يدخل من الأعلى على تسخين كتل الصخر في المستويات العليا من الكهف . أما برودة الأجزاء السفلى فتعمل على زيادة الرطوبة النسبية ، وجعل الهواء مقترباً دائماً من مستوى التشبع . وهكذا نجد فعالية الشتاء في التبريد ، وعدم فعالية الصيف في التسخين .

وعندما لا يوجد تباين كبير في درجات الحرارة بين داخل الكهف وخارجه ، كما يحدث في الفصول الانتقالية ، فإن تدفق الهواء في الكهف ينعكس لفترة قصيرة . وتلعب العمليات الديناميكية في الجو الخارجي دوراً هاماً في التأثير على مناخ الكهف من : غراديان الضغط عند الفتحات المتعددة للكهف وزيادة الرياح المحلية الجبلية أو عدمها وفروق الضغط الجبهي . . . الخ .

وبصورة عامة فإن فروق درجات الحرارة ما بين داخل الكهف وخارجه تكون كبيرة في فصل الصيف ، حيث تقارب من ٢٠°م في جبال الألب ؛ فعندما كانت درجة حرارة الهواء صيفاً بين ٢٠ ـ ٢٥°م سجلت درجة حرارة في إحدى كهوف تلك الجبال بين ٢ ـ ٥°م . غير أنه في أحد الكهوف المضطربة التركية (كهف

بينارجوزا (pinargozu) سجل في صيف إحدى السنوات فارق في درجات الحرارة ما بين أعماق الكهف (٥,٨°م) والوسط الخارجي (٣٥- ٤٠°م) بلغ نحو ٣٠°م - حسب قياسات شابيرت (C.Chabert) عام ١٩٧٧ - . وهذا ما ترتب عليه اندفاع تيارات هوائية إلى خارج الكهف بسرعة وصلت إلى نحو ١٥٣ كم/ سا[1] .

(1) Maire, R; «Elements de karstologie physique». Spelunca, Special. No. 3, 1980.

الفصل السابع

مناخ المدن

كان للثورة الصناعية التي بدأت في اوربا منذ نهاية القرن الثامن عشر تأثير كبير على الاستقرار البشري ، تجلت بميلهم بالاتجاه نحو السكنى في المدن الذي بدا واضحاً منذ بداية القرن الحالي ، مما ضاعف حجم المدن . فبينما لم يكن يقطن المدن التي يزيد عدد سكانها على ١٠٠ الف نسمة في عام ١٨٠٠م أكثر من ٢٪ من عدد سكان العالم البالغ حينذاك حوالي الف مليون نسمة ، أصبحت نسبة عدد سكان تلك المدن تقارب ٢٥٪ من عدد السكان الحالي الذي تجاوز ٥٠٠٠ مليون نسمة ، لتزيد النسبة في بعض أقطار العالم عن ٧٠٪ كما في انكلترا والولايات المتحدة . ولقد ترافق نمو المدن بخلق بيئات متميزة بمناخها ، ونظام بيئي عام أصابه التدهور في كثير من عناصره . واصبحت المدينة اليوم عالماً متميزاً بتركيب جوه ومناخه .. ومشاكله .

ـ نشوء المناخ الخاص بالمدن :

إن أي تغير في مظهر سطح الأرض لابد أن ينعكس على الحالة المناخية السائدة في منطقة التغير ، وذلك بتعديل في النظام المناخي السائد قبل التغيير . ومثل هذا الأمر يتمثل بشكل واضح في المناطق التي أشاد فيها الإنسان منشآته

المختلفة ، سواء كانت منشآت عمرانية سكنية أم اقتصادية ، حيث احدثت المدن ضمنها مناخاً اصغرياً متميزاً عن المناطق الريفية المجاورة . ويمكننا ان نعزو نشوء مناخ المدينة المتميز إلى جملة من العوامل ، هي

١ - التغير في الأرض الطبيعية التي كانت قبلاً ، والتي اقيمت عليها أبنية من الحجارة والاسمنت ، وشوارع فرشت بالاسفلت .

٢ - ازدياد خشونة السطح المدني وتضرسه لوجود الأبنية ، والمنشآت الأخرى .

٣ - تدفق الحرارة من المصانع ، والمنازل ، ووسائط النقل ، التي تبرز بشكل واضح في فصل الشتاء في العروض المعتدلة والمرتفعة .

٤ - غنى هواء المدينة بالغبار والدخان والغازات والمركبات الكيميائية المختلفة ، نتيجة كثرة وسائط النقل ، وزيادة استهلاك الوقود في المنازل ، والمصانع الموجودة بداخل المدينة أو عند أطرافها .

٥ - الاختلاف في بنية وتكوين منطقة المدينة ، من حيث : الامتداد الأفقي للمدينة ، وحجم البناء ووجهته ودرجة تباعده عن بعضه البعض ، واتساع الشوارع ووجهتها ومحاورها .

٦ - الموقع الطبوغرافي والجغرافي للمدينة ، من حيث : موقعها ضمن حوضة ، أو على هضبة ، أو سفح جبلي ، أو بالقرب من نهر أو بحر . إضافة إلى الاختلاف في ارتفاع أرضيتها ، لما لذلك كله من تأثير واضح على خصائصها المناخية .

إن تركيب هواء المدن المتميز بشدة تلوثه ، والخصائص الإشعاعية ـ الحرارية لوحدات المدن العمرانية وخشونة تلك الوحدات ، هي كلها السبب الرئيسي في خلق مناخ أصغري ضمن المدينة مختلف عن مناخ المناطق الريفية المجاورة ، والجدول التالي (٢٢) يبين الفروق بين مناخ المدينة والريف في العروض الوسطى .

جدول رقم (٢٢) :

عن «Landsberg, 1960»

العنصر	الحالة في المدينة مقارنة مع الريف (- تشير الى اقل، + تشير الى اكبر)
- الملوثات	
جزيئات الغبار	+ ١٠
ثاني أوكسيد الكبريت	+ ٥
ثاني أوكسيد الكربون	+ ١٠
أول أوكسيد الكربون	+ ٢٥
- الاشعاع :	
الكلي فوق سطح أفقي	- ١٥ إلى - ٢٠٪
أشعة فوق بنفسجية ، شتاء	- ٣٠٪
أشعة فوق بنفسجية ، صيفاً	- ٥٪
- التغيم :	
كمية الغيوم	+٥ إلى +٢٠٪
الضباب ، شتاء	+١٠٠٪
الضباب ، صيفاً	+٣٠٪
- التهطال :	
كمية التهطال	+٥ إلى +١٠٪
عدد الأيام الأقل من ٥ مم	+١٠٪
- درجة الحرارة :	
المتوسط السنوي	+٠,٥ إلى +٠,٨م°
الأصغري الشتوي	+١ إلى +١,٥م°
طول الفترة الحرة من الصقيع	+٢ إلى +٣ أسابيع

- الرطوبة النسبية	
المتوسط السنوي	٦٪ —
المتوسط الفصلي	٢٪ شتاء ، ٨٪ — صيفاً
- سرعة الرياح	
المتوسط السنوي	٣٠٪ — ٢٠ إلى
هبوب العواصف الشديدة	٢٠٪ — ١٠ إلى
تردد حالات السكون	٢٠٪ + ٥ إلى

- تركيب اجواء المدن

على الرغم من أن تركيب أجواء المدن لا يختلف في أساسه عما هو عليه في الأجواء النقية ، فإن أجواء المدن في أنحاء العالم كافة تعد من أكثر أجواء بقاع الأرض تلوثاً بالمواد المختلفة (الدقائقية ، والغازية) ، والسبب هو كون الإنسان المستهلك الوحيد لمواد الطاقة الاحفورية (الفحم ، النفط ، والغاز الطبيعي) التي تلوث نواتج احتراقها بيئاتنا - حيث تدخل مواد الطاقة تلك في إدارة المصانع ، والمعامل ، ووسائط النقل ، وفي الاستخدامات المنزلية المتعددة . . . وغيرها - .

وإذا كانت وسائط النقل - الممثلة بالدرجة الأولى في السيارات ، والدراجات النارية والقطارات - من أهم مصادر تلويث أجواء المدن بما تطلقه من غازات ومركبات كيميائية مختلفة (أكاسيد الكبريت والآزوت والكربون ، ومركبات هيدروكربونية متنوعة) ودقائق رصاصية ، وكميات ضخمة من الدخان . ففي مناطق الكثافة المرورية المرتفعة ، يقدر ما ينطلق إلى الجو يومياً من أكاسيد الآزوت (NO_x) في مدينة لوس أنجلس بحدود ٨٠٠ طن ومثلها تقريباً من أكاسيد الكبريت ، وحوالي ٣٠٠ طن من المواد الهيدروكربونية . كذلك فإن الاستخدامات المنزلية المتنوعة لمواد الطاقة المُلَوِّثة تطلق كميات كبيرة من الدخان ، والغازات الضارة (أكاسيد الكربون والآزوت والكبريت . . . وغير ذلك).

وعلى الرغم من تجنب العديد من دول العالم إقامة المصانع والمعامل ضمن المناطق السكنية في المدن ، واللجوء إلى إشادتها عند أطراف المدن ، إلا أن التوسع العمراني الأفقي للمدن خلال نصف القرن الحالي ، جعل المدينة تحتوي معظم المصانع التي أشيدت قبل ذلك . ولذا فإن الملوثات الناجمة عن الصناعة تلي في كميتها الملوثات الناتجة عن وسائط النقل ، خاصة أن المدينة تتلوث بنواتج المصانع والمعامل الموجودة في داخلها وفي ضواحيها (ملوثات غازية ودقائقية) ، وتلك المقامة خارجها ، ولكن موقع المدينة في مهب الرياح الملوثة القادمة من مناطق صناعية يساهم في إضافة مصدر تلويث آخر ، وهذا ما يتمثل في بلدة دمر ومدينة دمشق بالنسبة لمعمل اسمنت دمر التي تسوق الرياح الغربية السائدة ملوثاته نحو الشرق ، وكذلك بالنسبة لمدينة حمص التي تتلقى أجواؤها الملوثات الكيميائية . . . وغيرها المنبثقة من محطة تكرير النفط ومعامل الاسمدة الواقعة غربها وجنوبها الغربي ، وكذلك الحال في مدينة ريدنج البريطانية الواقعة إلى الغرب من لندن بحدود ٣٨كم والتي أشارت الدراسة التي قام بها «باري Barry» عام ١٩٦٧ إلى أن تركيز الملوثات يتضاعف فيها عندما تسود رياح شرقية خفيفة تنقل الملوثات من منطقة لندن الكبرى . وبالإضافة إلى المركبات الكيميائية الناتجة من احتراق الوقود في محركات المصانع والمعامل ـ والممثلة بالدرجة الأولى في الدخان وغاز ثاني أوكسيد الكبريت (SO_2) وغازات ومركبات أخرى ـ فإن هناك ملوثات أخرى تنطلق إلى الجو من المواد التي تُصَنَّع في المعامل والمصانع ، والتي تختلف نوعيتها باختلاف طبيعة المواد المصنعة[1] .

ولم يقتصر تلوث أجواء المدن على الدخان والمركبات الكيميائية المختلفة . . وغير ذلك من دقائق صلبة وسائلة ، وإنما هناك أيضاً ما يعرف بالتلوث الحراري المتمثل بالطاقة الحرارية المنطلقة إلى الجو من احتراق الوقود في مجال استخداماته المتنوعة ، حيث تشير التقديرات في المدن الألمانية الكبرى إلى أن كمية الحرارة التي تتولد من عمليات الاحتراق تعادل ١٥ ـ ٣٠ حريرة/سم^2/ يوم ، بينما الكمية

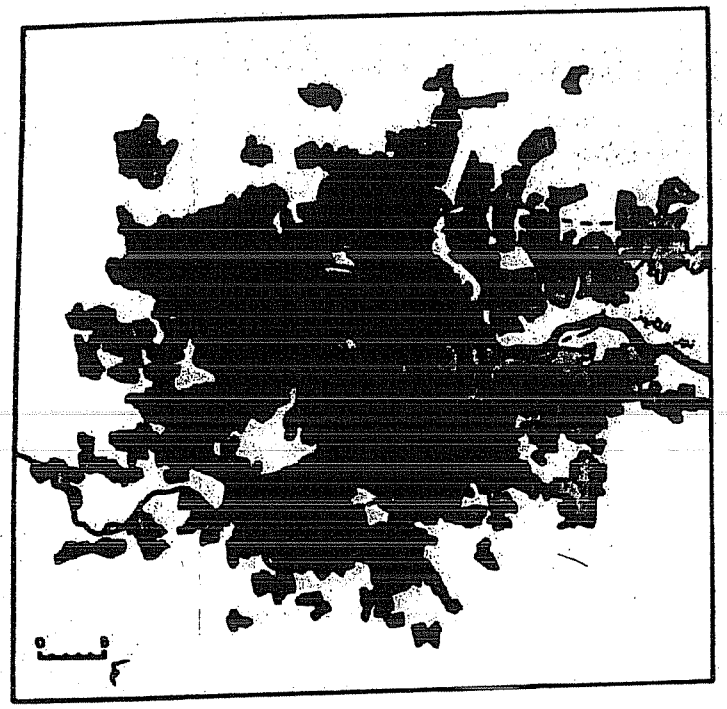
(١) علي حسن موسى «التلوث الجوي» دار الفكر، دمشق، ١٩٩٠، ص٥٥.

المستمدة من الإشعاع الشمسي المباشر ٥٢ حريرة/ سم²/ يوم في شهر كانون الأول ، وأكثر من ٥٠٠ حريرة/سم²/يوم في شهر حزيران . فالطاقة الحرارية التي تنبعث الى الجو نتيجة انشطة الإنسان ، واستخداماته المختلفة تزيد في العديد من المدن الكبرى الصناعية عن كمية الطاقة الشمسية الواصلة إلى أجواء تلك المدن ، كما هو الحال في موسكو ، نيويورك ، برلين ، وغير ذلك . ولهذا السبب - أي انطلاق الحرارة من المدن إلى أجوائها - ولكثرة الملوثات الهوائية ، والدقائقية في جو المدن وبخاصة تلك التي تمتلك خاصية البث الرجاجي - كثاني أوكسيد الكربون CO_2 - فإن المدن تشكل جزراً حرارية واضحة قياساً بما حولها ، كما سنرى .

إن أهم الملوثات الصلبة التي تدخل أجواء المدن هي جزيئات الدخان (قطرها دون ٢ ميكرون) التي تنتج بصورة رئيسية من الاحتراق غير الكامل للوقود الصلب والسائل ، في الاستخدامات المنزلية وغيرها ، في حين يشكل ثاني أوكسيد الكبريت (SO_2) ملوثاً جوياً هاماً في المدن الكبرى ينتج من احتراق الكبريت الموجود في الوقود المتحجر المستحاث (الأحفوري) . يضاف إلى ذلك ملوثات أخرى هامة ذات أهمية في مناخ المدن ، كثاني أوكسيد الكربون ، والمركبات الهيدروكربونية .

هذا وتتعلق طبيعة وكثافة ملوثات هواء المدن بخاصية وكثافة مجال المدينة . ففي الشكل (٧٠) أوضح شاندلر Chandler (١٩٦٥) توزع الدخان في لندن من شهر نيسان ١٩٥٧ وحتى آذار ١٩٥٨ ، حيث يظهر فيه الميل العام لتناقص الدخان باتجاه الضواحي الخارجية ، بجانب وجود تركيز منخفض منه في الأجزاء الوسطى من لندن في الأماكن القليلة السكن (المنطقة التجارية) والنادرة المصانع المنتجة للدخان . أما المناطق الشديدة التلوث والممثلة في وادي ليا Lea الأدنى وبين بيرموندسي Bermondsey ولويسهام (Lewisham) جنوب التايمز ، فمردها إلى الكثافة البشرية الكبيرة ، وتركز العديد من المصانع والمعامل . ومعدلات التركيز الموضحة

(1) Lockood, J.G; «Causes of Climate». London, 1979, p.228–229.

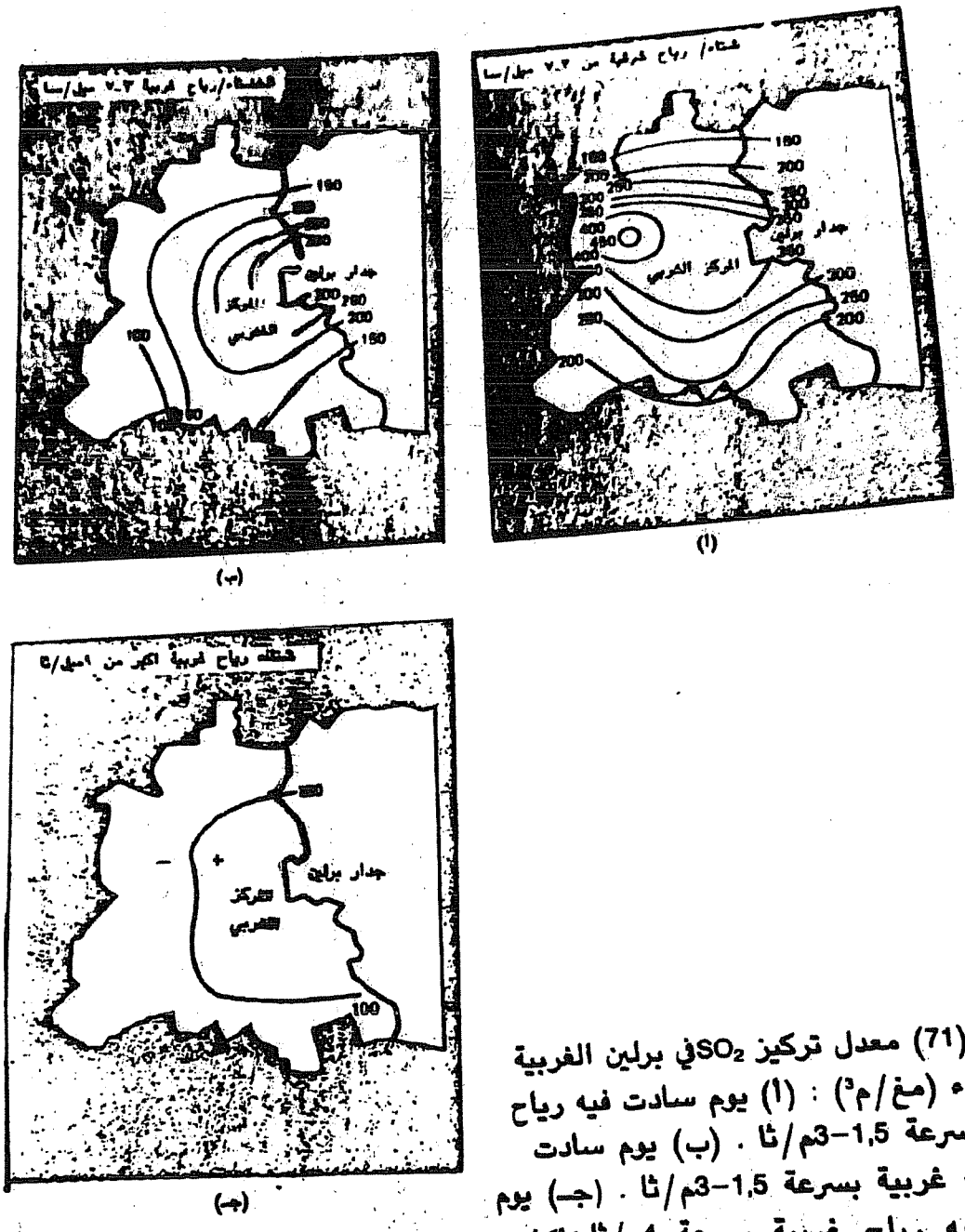


الشكل (70) معدل توزع تركيز الدخان في لندن من نيسان 1957 إلى آذار 1959 (مغ/100م³).

في الشكل ليست ثابتة بل تزايدت بشكل عام ، كما أنها في حالة تركز وانتشار حسب الحالة الجوية السائدة .

ومما تجدر الإشارة إليه ، إلى أنه فيما بين أبنية المدينة ، يكون معدل تركيز الملوثات أكبر مما فوقها بأكثر من خمسة أضعاف ، لميل الهواء إلى الهدوء من جهة ، ولكثافة حركة المرور في شوارع المدينة من جهة ثانية . ففي مدينة وارويك Warwick في أواسط انكلترا قيست تركيزات الدخان والرصاص فكانت أكبر بـ٥ ـ ٦ مرات في شارع رئيسي مما في الأجزاء الأخرى من المدينة التي لم تتعرض إلى كثافة مرورية كبرى . وفي بعض مناطق المدن ، فإن نسبة هامة من الملوثات الجوية تأتي من مصادر خارجية ، فمن الشكل (٧١) يظهر التركيز العالي للملوث ثاني أوكسيد الكبريت في برلين الغربية عندما حملت الرياح الشرقية السائدة معها الملوثات المنبثقة من برلين الشرقية ، بينما في الحالة التي تنعكس فيها وجهة الرياح ـ أي تصبح غربية ـ تنخفض درجة تركيز الملوثات في برلين الغربية ، لتتزايد في برلين الشرقية[1] .

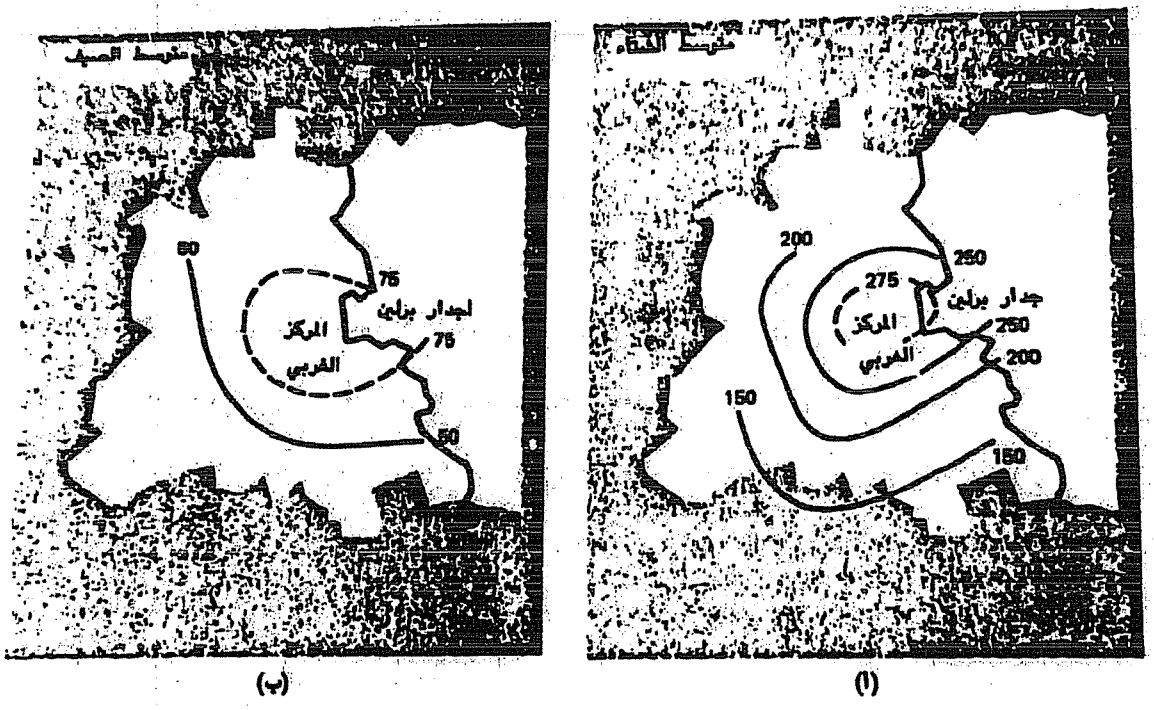
(1) Riehl, H; «Introduction to the Atmosphere». New york, 1978, p.317.



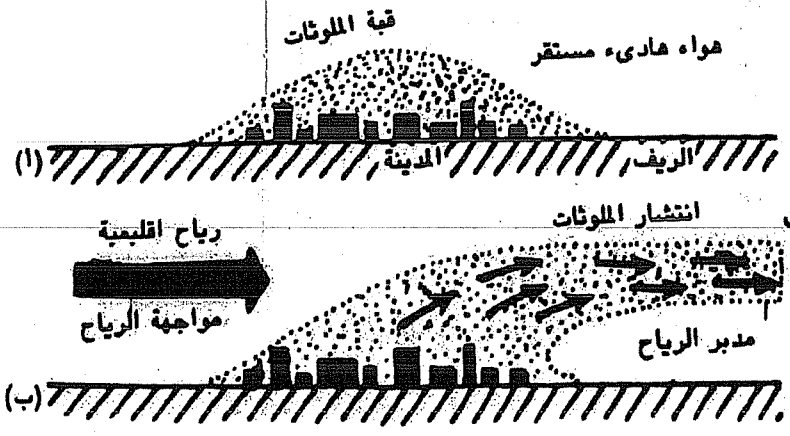
الشكل (71) معدل تركيز SO_2 في برلين الغربية في الشتاء (مغ/م^3) : (أ) يوم سادت فيه رياح شرقية بسرعة 1,5–3م/ثا . (ب) يوم سادت فيه رياح غربية بسرعة 1,5–3م/ثا . (جـ) يوم سادت فيه رياح غربية بسرعة 4م/ثا فأكثر.

ومما يؤثر على درجة تركيز الملوثات في أجواء المدن ، أحوال الطقس من جهة ، والوضع الطبوغرافي لمنطقة المدينة من جهة أخرى . فتركيز الملوثات في المدن الكبرى في العروض الباردة يتعاظم في الشتاء ليبلغ ٢ ـ ٣ أضعاف مما هو عليه في الصيف ، لكثرة استهلاك الوقود شتاء من جهة ولزيادة حالات الاستقرار الجوي من

جهة أخرى ـ شكل (٧٢) ـ . كما أن تمركز الملوثات في ساعات الليل أكبر بكثير مما هو عليه في ساعات النهار نتيجة استقرار الجو وهدوئه نسبياً في ساعات الليل . ومما لا شك فيه فإن وقوع مدينة ما في حوضة تضاريسية أو في قاع وادٍ سيعرضها إلى حوادث الانقلاب الحراري ، مما يزيد من تركيز الملوثات شتاء وليلاً حيث تكثر الانقلابات الحرارية ، كما يحدث في مدينة دمشق . غير أن الانقلاب الحراري لا يقتصر على مناطق الحوضات والأودية ، بل كثيراً ما تتعرض له شتاء المدن الواقعة في السهول ، حيث يسود الاستقرار الجوي ، وتتمركز الملوثات مجللة المدينة كغلالة



الشكل (72) معدل تركيز الملوث SO_2(مغ/م^3) في برلين الغربية (معدل 10سنوات) في : (أ) فصل الشتاء (كانون أول ـ شباط) . و(ب) فصل الصيف (حزيران ـ آب) .



الشكل (73) مخطط يبين قبة الملوثات (أ) التي تغلف المدينة ضمن ظروف هدوء جوي ، و(ب) تحرك الملوثات بعيداً عن المدينة عند هبوب الرياح الإقليمية .

وبصورة عامة ، فإن الإشعاع الشمسي يخضع إلى تغيرات كمية ونوعية عند عبوره أجواء المدن باتجاه أسطحها وشوارعها ، وتتمثل تلك التغيرات فيما يصيب الأشعة من انتشار وامتصاص بواسطة الجزيئات والذرات العالقة في هواء المدن . إن نسبة عالية من الأجسام الغريبة (الايروسول) المعلقة في أجواء المدن تؤثر على مدى نفاذية الأشعة قصيرة الموجة الواقعة ضمن مدى الحزمة الإشعاعية فوق البنفسجية (دون ٠,٤٠ ميكرون) ، ذات الأهمية الحيوية الكبيرة . وينخفض معدل هذه الحزمة في المدن بحدود ١٠٪ عما هو عليه في الريف المجاور النقي - علماً أن نسبة الانخفاض تصل في الشتاء وسطياً إلى ٣٠٪ وفي الصيف إلى نحو ٥٪ - . وإذا كانت الأشعة فوق البنفسجية تتزايد بنسبة ١٥٪ تقريباً لكل ارتفاع ١٠٠٠م فوق السطح ، فإن أدنى نسبة منها تتواجد في أجواء المدن حيث يقل الارتفاع عن ٦٥٠ م فوق أرضيتها .

وتعمل عمليتا الانتشار والانعكاس التي تمارسها الملوثات الجوية - وبخاصة الجزيئات الصلبة التي تجعل لعملية الانتشار الأهمية الكبرى في إضاءة المدن بضوء الشمس في بعض فترات السنة - على زيادة نسبة الأشعة قصيرة الموجة الواردة التي تصل المدينة بهيئة ضوء سماوي منتشر . وهذا يساعد في تقديم أفضل إضاءة داخلية للأبنية ، لكنه يشكل عنصراً فعالاً في انخفاض الرؤية ضمن المدن والحد من تمييز الألوان . وتكون تلك التأثيرات أكثر وضوحاً عندما ينظر إلى جسم ما باتجاه الشمس ، حيث يضاء الهواء بين الجسم والراصد بضوء الشمس المنتشر في خط النظر الذي يميل إلى حجب تفاصيل الأجسام البعيدة ، مما يترتب على ذلك ظهور لون الجسم أفتح كلما كان أكثر بعداً . ويعتمد لون السماء الصحو على حجم مكونات الجو ؛ فقطر الجزيئات في الأجواء النقية يكون أصغر من بعض الأطوال الموجية للضوء ، ليحدث عندئذ انتشاراً فقط للموجات الأقصر من الضوء (الأزرق والبنفسجي) ، ولتبدو السماء بذلك بلون أزرق . أما الجزيئات الملوثة لهواء المدن فتكون أكبر والانتشار والانعكاس يحدثان بشكل كامل وبالتساوي لأطوال الموجات المرئية ، مما يجعل سماء المدن تميل للظهور بلون أزرق باهت أو أبيض بسبب تأثر الطيف المرئي بكامله .

إن انعكاس الأشعة قصيرة الموجة (الشمسية) بفعل مركبات هواء المدن يعتمد على درجة عاكسية السطوح العاكسة الفردية وعلى الشكل الهندسي لتلك السطوح . ويبين الجدول التالي (٢٣) درجة عاكسية (البيدو) أسطح بعض مواد مكونات المدن .

جدول رقم (٢٣) :

عن "Oke, 1978"

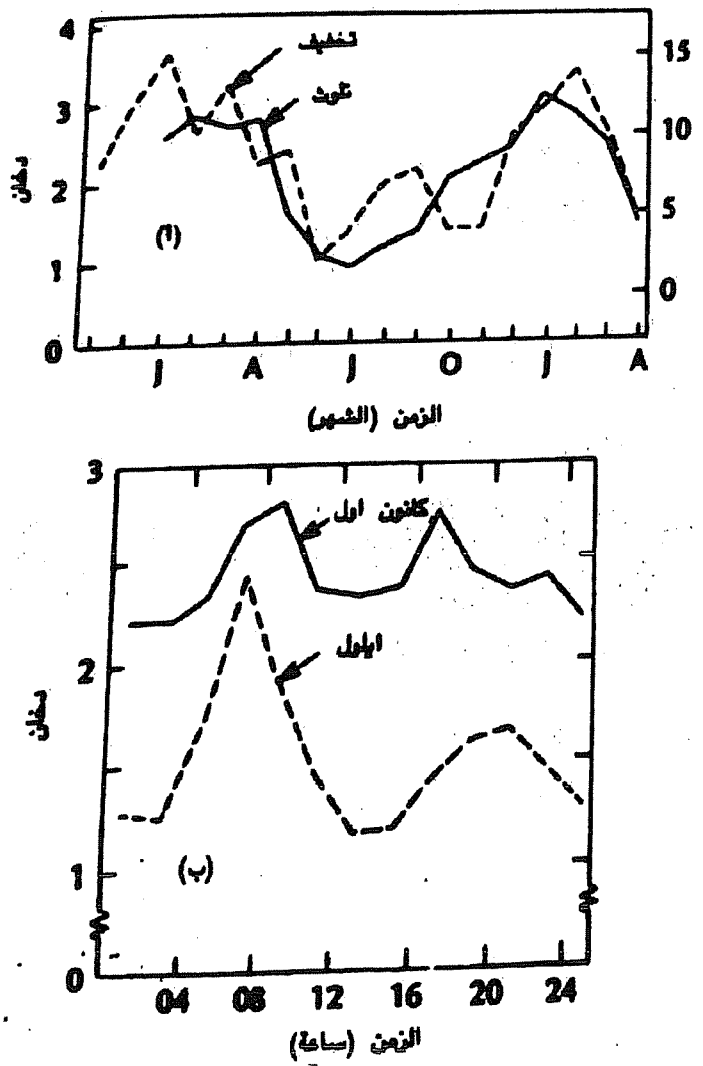
السطح	العاكسية	الاصدارية	السطح	العاكسية	الاصدارية
١ - الشوارع :			٤ - النوافذ :		
اسمنت	٠,٠٥ - ٠,٢٠	٠,٩٥	زجاج صافي ؛ زاوية		
٢ - الجدران :			السمت أقل من ٤٠°	٠,٠٨	٠,٨٧ - ٠,٩٤
خرسانة	٠,١٠ - ٠,٣٥	٠,٧١ - ٠,٩٠	زاوية السمت من		
قرميد (آجر)	٠,٢٠ - ٠,٤٠	٠,٩٠ - ٠,٩٢	٤٠ - ٨٠°	٠,٠٩ - ٠,٥٢	٠,٨٧ - ٠,٩٢
حجر	٠,٢٠ - ٠,٣٥	٠,٨٥ - ٠,٩٥	٥ - الدهان :		
خشب	-	٠,٩٠	أبيض ، مائل للبياض	٠,٥٠ - ٠,٩٠	٠,٨٥ - ٠,٩٥
٣ - السقوف :			أحمر ، بني ، أخضر	٠,٢٠ - ٠,٣٥	٠,٨٥ - ٠,٩٥
قار وحصى	٠,٠٨ - ٠,١٨	٠,٩٢	أسود	٠,٠٢ - ٠,١٥	٠,٩٠ - ٠,٩٨
بلاط اسمنتي	٠,١٠ - ٠,٣٥	٠,٩٠	٦ - مناطق المدن :		
اردواز	٠,١٠	٠,٩٠	المدى	٠,١٠ - ٠,٢٧	٠,٨٥ - ٠,٩٥
قش أو غاب	٠,١٥ - ٠,٢٠	-	المتوسط	٠,١٥	؟
حديد مغضن	٠,١٠ - ٠,١٦	٠,١٣ - ٠,٢٨			

ويقدر وسطي عاكسية المدن للأشعة في العروض الوسطى بنحو ٠,١٥ ، وهي أقل من قيم بعض مظاهر السطح الريفية ، عدا الغابات . وتكون عاكسية مدن العروض المنخفضة أخفض مما هي عليه في العروض الوسطى ، لاختلاف زاوية ورود الأشعة من جهة ، واختلاف لون الدهان وغيره . ذلك أن المواد المستخدمة في البناء ، ولون الدهان المستخدم ، يتم اختيارهما في العروض المنخفضة ليزيد من درجة العاكسية ، بجانب الشكل الهندسي للبناء الذي يصمم في العروض المنخفضة ليحقق نفاذية أصغرية للأشعة ضمن الشوارع ، وهذا كله

يزيد من درجة عاكسية مدن العروض المنخفضة ، بغية تخفيف الضغط الإشعاعي عليها ، والحد من الارتفاع الشديد لدرجة الحرارة . وتعتمد الفوارق بين المدينة ، والريف على عاكسية السطوح المحاورة للمدينة ، وهذه تختلف من سطح إلى آخر (الصحاري ٠,٣٥ ، الحقول الخضراء والغابات ٠,١٢)

وتتلقى المدن الكبرى سنوياً أشعة شمسية قصيرة الموجة أقل بنحو ١٠ ـ ٢٠٪ مما تتلقاه المناطق الريفية المحاورة عادة . وتختلف نسبة النقص حسب الفصل ، ودرجة تركيز الملوثات المختلفة بين الليل والنهار ـ شكل (٧٤) ـ حيث يقل وارد الأشعة قصيرة الموجة في الأيام الملوثة ، وفي فترات ارتفاع الشمس المنخفضة إلى أكثر من ٣٠٪

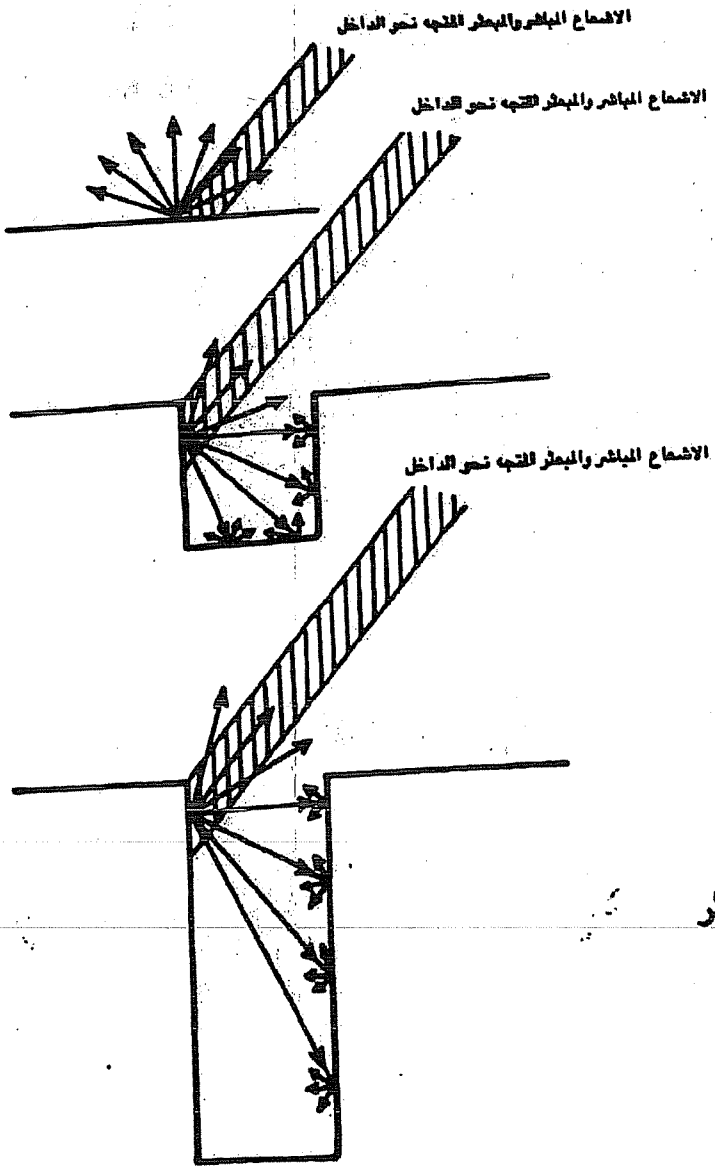
وليست كمية الأشعة الواردة هي التي تتناقص فقط في المدن ، وإنما أيضاً مدة السطوع البراق للشمس ؛ فخلال الفترة (١٩٢١ ـ ١٩٥٠) بلغ المتوسط اليومي لمدة سطوع الشمس خارج مدينة لندن ٤,٣٣ ساعة مقارنة مع ٤,٠٧ ساعة في الأحياء



الشكل (74) التغير الزمني في تركيز الدخان (COH) في مونتريال : (أ) ـ تغيرات فصلية (ب) ـ تغيرات يومية .

الخارجية ، و٣,٩٥ في الأحياء الداخلية ، و٣,٦٠ ساعة في الجزء المركزي من المدينة . ومرد ذلك الفرق إلى الدخان الملوث لأجواء المدينة الذي يشتد تركيزه في أواسط المدينة ، وإلى الضباب الذي يكثر في الأماكن الأكثر تلوثاً .

ولنمط المركبات الشاقولية ، والأفقية للبناء ، دور هام في توزع الأشعة في مناطق المدن . فكمية الأشعة الواصلة إلى مستوى الأرض تعتمد على ارتفاع البناء وكثافته ؛ ففي الشوارع المحاطة بأبنية مرتفعة تعمل سقوف تلك الأبنية على إحداث تحويل في الأشعة المصطدمة بها ، لتتلقى المستويات الأخفض منها الإشعاع المنعكس فقط من السقوف والجدران . فتدفق الإشعاع يعتمد على ارتفاع البناء - كما هو موضح بيانياً في الشكل (٧٥) - .

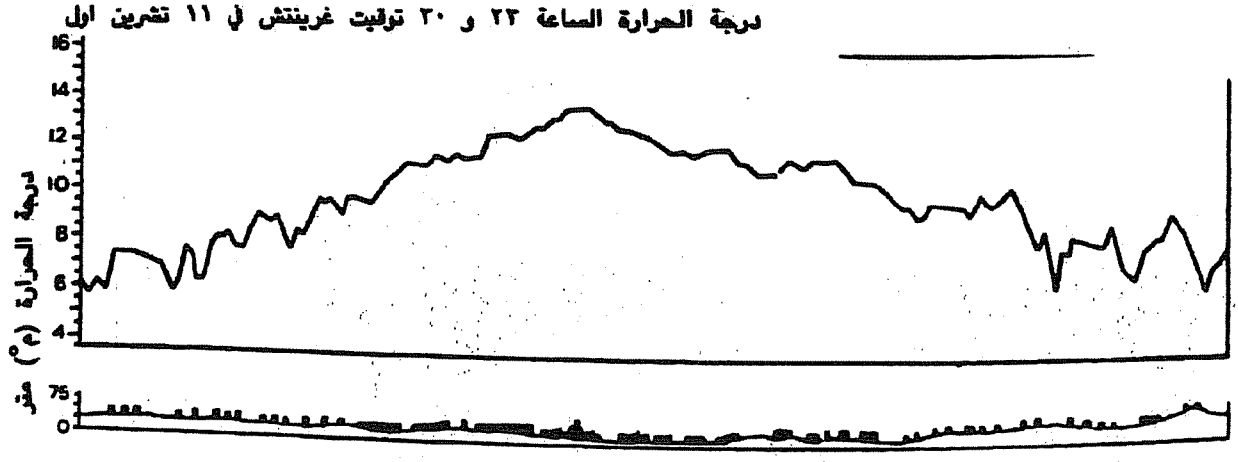


الشكل (75) توزع الإشعاع الوارد المباشر والمنتشر على أرض مستوية وفي الشوارع المحاطة بالأبنية عند ارتفاعات مختلفة .

وفي حال الشوارع الواسعة (العريضة) المحاطة بأبنية منخفضة ، والساحات ، والمنتزهات ، يمكن تخفيض تأثير الإشعاع الشديد بغرس الأشجار ؛ فالأشجار المتساقطة الأوراق - التي يتوافق سقوط أوراقها مع الجزء من السنة الأقل إشعاعاً - تسمح لنسبة مرتفعة من الأشعة لبلوغ سطح الأرض. ففي الساحات المشجرة جيداً في برلين بلغت الموازنة الإشعاعية اليومية ٨١,٢ حريرة/سم٢/ يوم في يوم ١٥ حزيران عام ١٩٧٣ ، بينما وصلت في المناطق الخالية من الأشجار إلى ٢٠٨ حريرة/سم٢/ يوم (أكثر من ٢٥٦٪)[1] .

- درجة الحرارة :

إن تزايد درجة الحرارة باتجاه مراكز المناطق العمرانية الكبرى خاصية تميز عموماً مناخ كافة المدن الكبرى ، التي تعد بمثابة جزر حرارية ضمن البيئات الواقعة فيها . وكمثال عن ذلك ما هو موضح في الشكل (٧٦) الذي يبين درجة الحرارة المتوسطة في الساعة ٢٣ و٣٠ دقيقة على طريق خشن شمالي - جنوبي عبر مدينة لندن في ليل انتيسكلوني (ضغط مرتفع) من يوم ١١ - ١٢ تشرين الأول عام ١٩٦١ .



الشكل (76) مقطع لدرجة الحرارة الليلية عبر مدينة لندن في ليلة 11-12تشرين الأول عام 1961 .

(1) Miess, M; »The Climate of Cities: p.100–101. in:«Nature in cities». John Wiley & Sons, New York, 1979.

وعلى الرغم من الاختلافات الحرارية غير المنتظمة المرتبطة باختلاف كثافة بناء المدينة ، فإن الارتفاع والانخفاض في درجة الحرارة عبر منطقة المدينة واضح تماماً .

ففي المدن الكبرى في العالم (لندن ونيويورك وموسكو ولوس انجلس والقاهرة . . . الخ) تتولد بيئات حرارية بؤرتها الأجزاء الوسطى من المدينة . ويبين الجدول التالي (٢٤) درجة الحرارة السنوية المتوسطة في لندن وضواحيها وخارجها خلال الفترة من عام ١٩٣١ - ١٩٦٠ .

جدول رقم (٢٤) .

عن «Chandler, 1965 Smith, 1975»

المنطقة	الارتفاع المتوسط (م)	متوسط درجة الحرارة العظمى (م°)	متوسط درجة الحرارة الصغرى (م°)	المتوسط السنوي للحرارة (م°)
الريف المجاور	٨٧,٥	١٣,٧	٥,٥	٩,٦
الهوامش	١٤٤,٢	١٣,٤	٦,٢	٩,٨
الضواحي المرتفعة	١٣٧,٢	١٣,٤	٥,٩	٩,٧
الضواحي الواطئة	٦١,٩	١٤,٢	٦,٤	١٠,٣
الأجزاء المركزية	٢٦,٢	١٤,٦	٧,٤	١١,٠

إن الجزر الحرارية التي تتطور خلال ساعات النهار - كما هو مبين من تحليل درجات الحرارة العظمى - تكون أضعف ، وأقل استمراراً من تلك التي تنتج خلال ساعات الليل . وفي لندن يبلغ تباين درجة الحرارة العظمى في ساعات بعد الظهيرة الأولى من أيام الصيف بحدود ٤°م ، ليصل تباين الصغرى في ساعات الليل إلى قرابة ٦° درجات مئوية - شكل (٧٧) - ، بينما يبلغ في مونتريال (كندا) بحدود ٣°م نهاراً في الصيف ، و٥°م ليلاً . وهكذا نجد أن الجزر الحرارية تكون في الليل أقوى وأبسط في شكلها ، بخاصة عندما تتشكل تحت ظروف انتيسكلونية شتوية ؛ وهذا

الشكل (77) توزع درجات حرارة الهواء الصغرى في لندن في يوم 14أيار عام 1959

ليس سببه فقط الانبعاث الصناعي والمنزلي الكبير للحرارة خلال الشتاء ، وإنما لكون الاضطراب الجوي في الليل أضعف عادة مما في النهار .

ولقد أشار «شاندلر Chandler» عام ١٩٦٢ إلى أن الجزر الحرارية ليست مرتبطة بالضرورة بنمو المدينة وضخامتها ؛ فمن خلال المقارنة بين مدينتي لندن وليستر البريطانيتين تبين أنه على الرغم من التباين الكبير في الحجم بين المدينتين ، إلا أن الجزر الحرارية المتولدة تبدي تماثلاً في شدتها .

ويمكن القول أن أهم العوامل المحددة لحجم الجزيرة الحرارية ودرجة شدتها ، هي :

١ ـ تزايد خشونة السطح
٢ ـ الخصائص الحرارية للأبنية ، والأجزاء المبلطة ، والمفروشة بالاسفلت .
٣ ـ الاختلافات في تدفق الهواء بفعل الأبنية وتنظيمها .

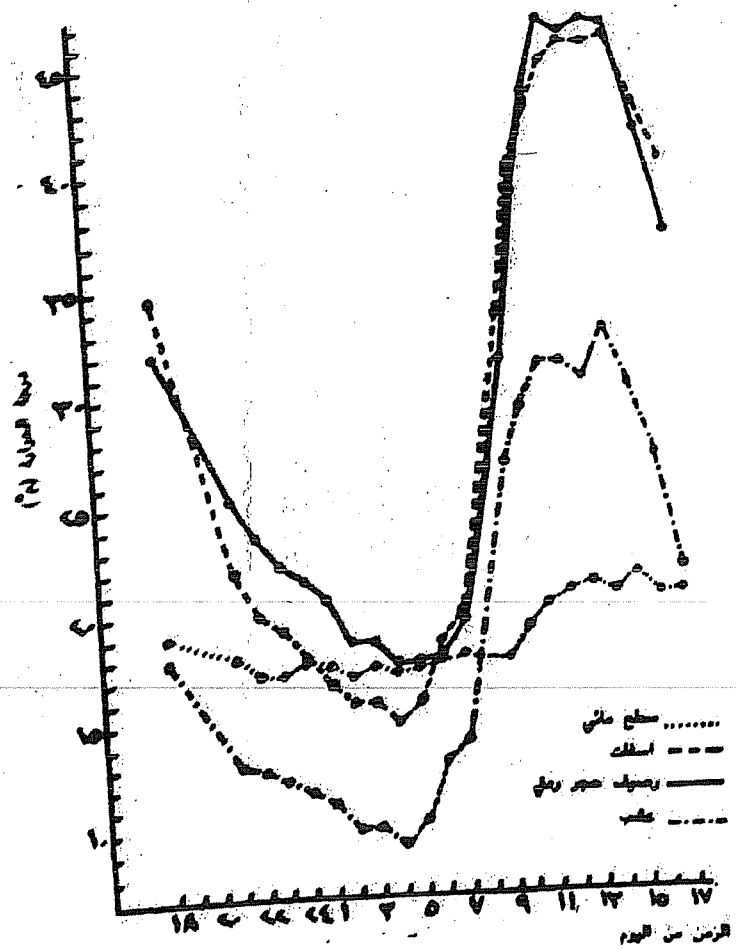
٤ - وارد الطاقة من المصادر الصناعية والمنزلية وسائط النقل - بالإضافة إلى الوارد من الإشعاع الشمسي - وهذا يتناسب كله مع عدد السكان .

٥ - درجة وفرة الملوثات في أجواء المدن بالمقارنة مع الريف المجاور .

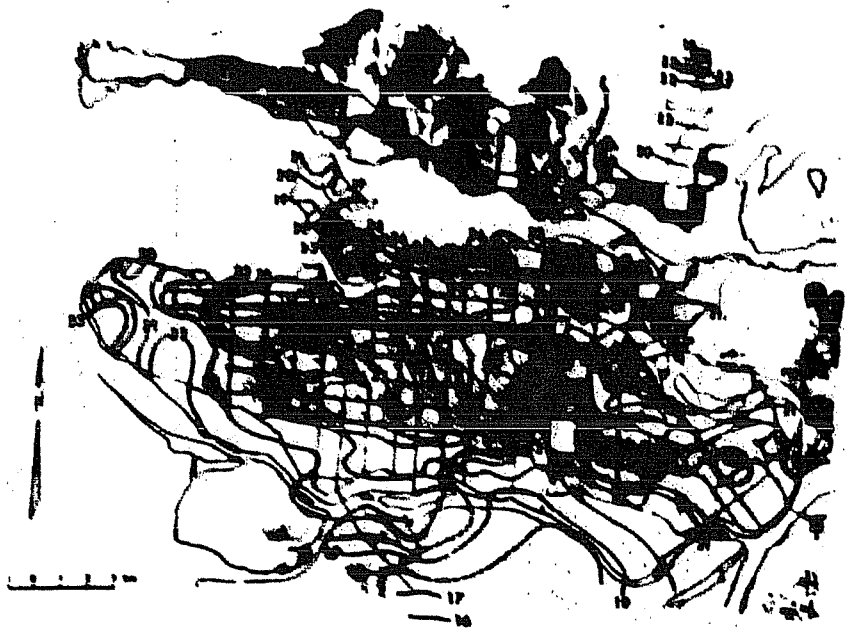
٦ - نقص التبخر الناتج من تسارع جريان الماء الجوفي مع قاعدة مائية جوفية أخفض .

٧ - مورفولوجية المدينة .

إن الخصائص الطبيعية المتباينة للسطوح المختلفة المعرضة إلى الإشعاع تؤدي إلى خلق تناقضات في النظام الحراري ، وهذا ما يوضحه الشكل (٧٨) الذي يبين الصفات الحرارية المتباينة بين سطح مائي ، وآخر اسفلتي ، وثالث من الحجر الرملي ، ورابع عشبي . ويظهر من الشكل (٧٩) الذي يبين الوضع الحراري في



الشكل (78) درجة الحرارة لأسطح مختلفة .

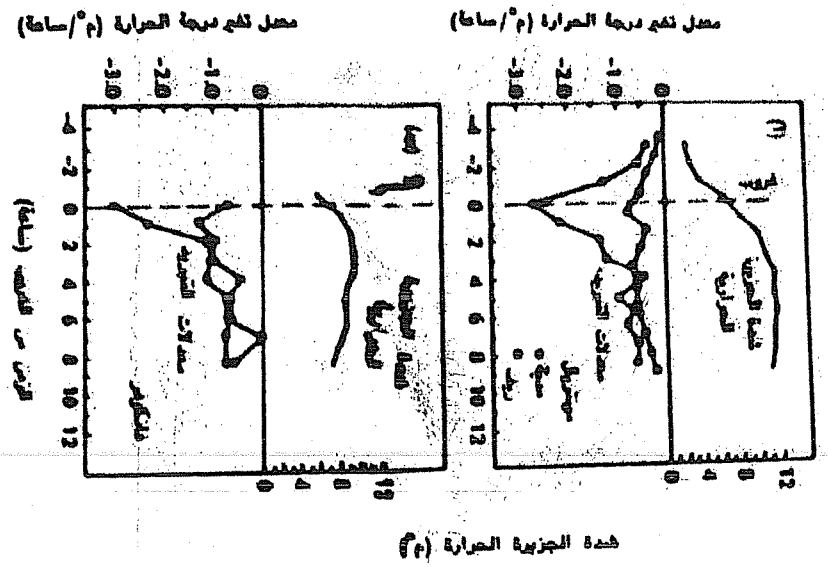


الشكل (79) توزع درجة الحرارة في مدينة فانكوفر الكندية في الساعة 21من يوم 9تموز عام 1972 في طقس صحو وسرعة رياح 2م/ثا تهب من الغرب

مدينة فانكوفرالكندية ، مدى تأثير المنتزهات والبحيرات والمناطق المفتوحة في خلق جزر باردة نسبياً ضمن الجزيرة الحرارية الكبرى للمدينة التي يقع مركزها في مناطق الأبنية الكثيفة ، والأماكن الصناعية والتجارية .

وتبدو في كافة المدن فوارق محلية في درجة الحرارة تنبع من كثافة البناء ، ومدى وجود مساحات خضراء ، وبرك مياه ، بجانب اتساع الشوارع ووجهتها ، ودرجة تضرس الأرض المقامة عليها المدينة . وتظهر القمة الحرارية في مركز المدينة ، ويعبر الفرق بين قيمة هذه القمة(Tu)ودرجة حرارة الظهير الريفي(Tr)عن شدة الجزيرة الحرارية المدينية (Urban Heat Island Intensity) . والشكل السابق (٧٩) مثال عن جزيرة حرارية شديدة (الفرق الحراري يزيد على ١٠°م) في فانكوفر .

وبصورة عامة ، فإن الجزيرة الحرارية لا تبرز واضحة في ساعات النهار قدر بروزها في ساعات الليل ، حتى لتوجد بعض المدن لا تظهر فيها الفروق الحرارية بينها وبين الريف المجاور في ساعات منتصف النهار . ويبرز نمو الفارق الحراري بشكل سريع عند غروب الشمس بسبب الفرق بين معدلات التبريد الريفية والمدنية ـ شكل (٨٠) ـ : فخلال هذه الفترة (الغروب) تنفق المناطق الريفية مخزون طاقتها بسرعة بشكل أشعة طويلة الموجة ، في حين تتبرد المناطق المدنية ببطء وبمعدل أكثر انتظاماً . وبعد غروب الشمس بساعات قليلة (٣ ـ ٥ ساعات) فإن تبريد

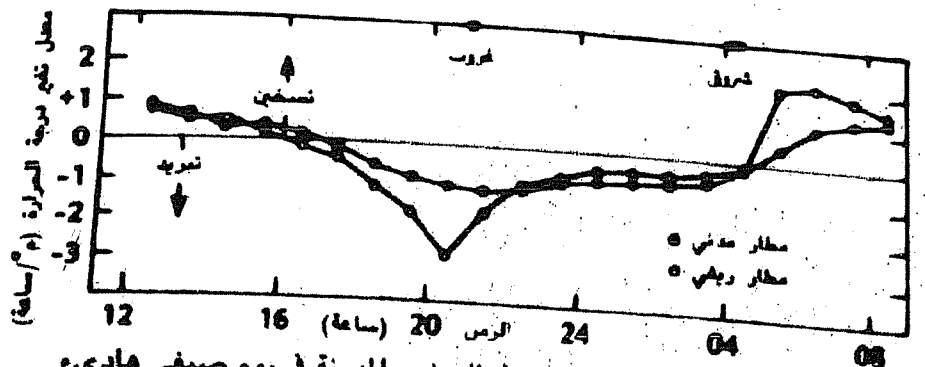


الشكل (80) معدلات التبريد الساعية ، وشدة الجزيرة الحرارية في كل من (أ) مونتريال ، و(ب) فانكوفر .

المنطقتين (المدينة والريف) يكون بنفس المعدل تقريباً ، ويبقى الفارق الحراري بينهما ثابتاً ، أو متراجعاً ببطء خلال باقي ساعات الليل . وبعد شروق الشمس فإن المناطق الريفية تتسخن بسرعة أكبر مسببة في تقلص انحدار الفارق الحراري الليلي ـ شكل (٨١)ـ .

وترتبط شدة الجزيرة الحرارية بسرعة الرياح ، كما ترتبط بالغطاء الغيمي . فيكون الفارق الحراري أكبر مع رياح أضعف وسماء خالية من الغيوم . ولقد أشارت بعض الدراسات إلى أن الجزر الحرارية التي تبرز شدتها واضحة في مدن العروض المعتدلة عندما تقل سرعة الرياح عن ٦م/ثا ـ لتبلغ أقصى شدتها في حالة السكون ـ ، تتلاشى عندما تتجاوز سرعة الرياح حدوداً معينة تختلف من مدينة إلى أخرى[1]، والجدول التالي (٢٥) يبين السرعة الحدية للرياح التي يتلاشى عندها تأثير الجزيرة الحرارية في بعض المدن .

(1) Ayoade, J.O; «Introduction to Climatology for the Tropics». John Wiley & Sons. New york, 1983. p.235.



الشكل (81) معدل التغير الحراري في الريف والمدينة في يوم صيفي هادىء قرب ادمنتون (البرتا الكندية)

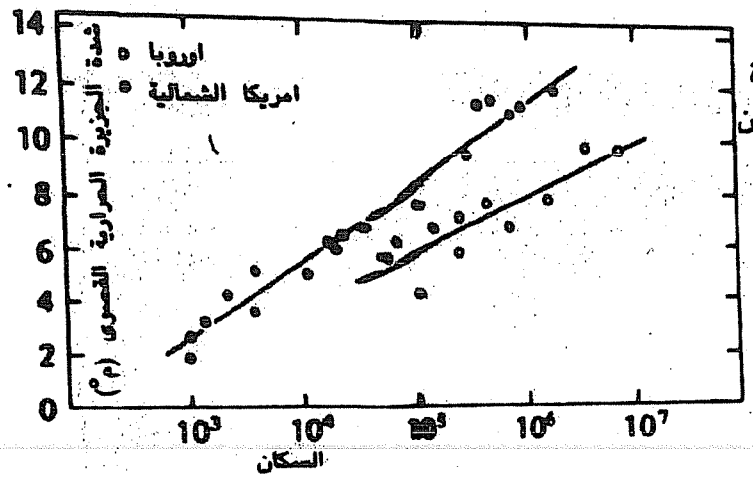
جدول رقم (٢٥) عن «Peterson. J.T. 1971 Ayoade. 1983»

المدينة	عدد السكان	فترة المسح	السرعة الحدية للرياح (م/ ث)
لندن (انكلترا)	٨,٥٠٠,٠٠٠	١٩٥٩ - ١٩٦١	١٢
مونتريال (كندا)	٢,٠٠٠,٠٠٠	١٩٦٧ - ١٩٦٨	١١
برمن (المانيا)	٤٠٠,٠٠٠	١٩٣٣	٨
هميلتون (كندا)	٣٠٠,٠٠٠	١٩٦٥ - ١٩٦٦	٦ - ٨
ريدينج (انكلترا)	١٢٠,٠٠٠	١٩٥١ - ١٩٥٢	٤ - ٧
كوماجايا (اليابان)	٥٠,٠٠٠	١٩٥٦ - ١٩٥٧	٥
بالو التو (كاليفورنيا)	٣٣,٠٠٠	١٩٥١ - ١٩٥٢	٣ - ٥

كما ترتبط شدة الجزيرة الحرارية بحجم المدينة ؛ وباستعمال عدد السكان (N) كمؤشر عن حجم المدينة ، فإن شدة الجزيرة الحرارية تكون متناسبة مع لوغاريتم عدد السكان[1] ، وهذا ما يوضحه الشكل (٨٢) بالنسبة لعدد من المستوطنات الأمريكية والأوربية . ولقد وضع «Oke» في عام ١٩٧٣ علاقة لتحديد الفارق الحراري (شدة الجزيرة الحرارية ΔT_{u-r}) من خلال عدد السكان وسرعة الرياح ، وهي كالآتي :

$$\Delta T_{u-r} = N^{0.27} / 4.04\ U^{0.56}$$

(1) Oke, T.R; »City Size and urban Heat Island». Atmos. Environ; 7. 1973. pp. 769-779.



الشكل (82) العلاقة بين شدة الجزيرة الحرارية وعدد السكان في عدد من المستوطنات الامريكية والاوروبية

حيث : U = سرعة الرياح العامة عند ارتفاع ١٠م

N = عدد السكان

ولقد أظهر المسح الشاقولي لدرجة الحرارة فوق المدن إلى أن الجزر الحرارية تكون أوضح ما يكون قرب السطح ، ليأخذ الغراديان الحراري (الفارق بين المدينة والريف) بالتناقص مع الارتفاع حتى علو ٣٠٠م تقريباً ليتلاشى هناك . وهذا ما كشف عنه «بورنستين Bronstein» عام ١٩٦٨ بالنسبة لنيويورك التي تمثل جزيرة حرارية شديدة بسبب الاحتراق خلال الشتاء في حي مانهاتن الذي يطلق ٢٥٠٪ من الحرارة أكثر مما يصل السطح من الشمس . ولقد تم الحصول على معلومات لدرجة الحرارة حتى ارتفاع ٧٠٠م بواسطة طائرات الهيليوكبتر لـ ٤٢ مرة في الصباح عند شروق الشمس ، والتي كشفت عن أن معدل شدة الجزيرة الحرارية يصل اقصاه قرب السطح ، وليصل إلى الصفر عند ارتفاع ٣٠٠م . وفي الصباح ، عندما تتطور طبقة الانقلاب الحراري ، فإن فائض درجة حرارة المدينة يمتد إلى علو ٥٠٠م[1] . وفي ساعات النهار يمكن أن تصل فاعلية الجزيرة الحرارية في مدينة كبيرة حتى علو ٦٠٠ - ١٥٠٠ متراً (عبر الطبقة الحدية بكاملها) .

ومما تجدر الإشارة إليه ، أن ظاهرة الجزيرة الحرارية تكون أقل شدة وتطوراً في العروض المنخفضة - فيما بين المدارين - ، وهذا يعود إلى الأسباب التالية :

---

(1) Smith. k: Op. cit. p.58

١ ـ سيادة الحرارة المرتفعة في تلك العروض التي تلغي الحاجة إلى التسخين الفراغي (المكاني) Space Heating

٢ ـ إن معظم مدن العروض المنخفضة غير صناعية ، وليست مكتظة بالسيارات كما في العروض المعتدلة . ولذا فإن مستوى تلوث الهواء يكون فيها أخفض بكثير ، مما يتيح الفرصة لتبدد إشعاع أرضي أكبر لجاه الفضاء .

٣ ـ إن نسبة الأسطح المرصوفة (المبلطة) والمغروشة بالاسفلت أقل في مدن العروض المنخفضة ، مما يجعل تصريف مياه الأمطار فيها أقل ، وهذا ما يترتب عليه ضياع نسبة أكبر من الطاقة الشمسية في عملية التبخير ، وبهذا فإن الطاقة المخزونة والمشعة بواسطة تلك الأسطح أقل .

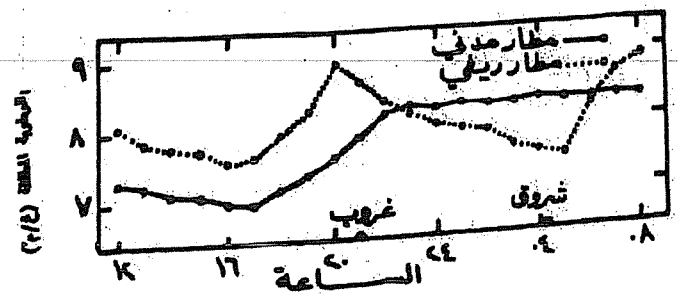
٤ ـ إن شدة الجزيرة الحرارية ترتبط ـ كما رأينا سابقاً ـ بكمية الحرارة المنطلقة من داخل المدينة ، وهذا يتعلق بحجم المدينة . وبما أن حجم المدن في العروض المنخفضة أصغر عموماً مما في العروض المعتدلة ، لذا فإن ظاهرة الجزيرة الحرارية تكون أقل تطوراً ، علماً أن عدد المدن الكبيرة في العروض المنخفضة آخذ بالازدياد .

ولوجود الجزر الحرارية المدينية عدد من التطبيقات الحيوية والاقتصادية والمتيورولوجية . فسخونة المدينة تعمل على التبكير في إزهار الأشجار وإثمارها ، وإطالة فصل النمو ، وجذب بعض الطيور المحبة للدفء إلى المدينة في العروض المعتدلة . وإذا ما كانت المدينة واقعة في العروض المنخفضة حيث المناخ الحار ، فإن الحرارة الزائدة هناك تسبب للأحياء إجهاداً . ومن وجهة نظر اقتصادية فإن الجزيرة الحرارية تفيد في التقليل من الحاجة إلى التسخين (التدفئة) الشتوي ، مع تزايد الطلب على التبريد الصيفي ، بجانب السرعة في حدوث عملية التجوية الكيميائية لمواد البناء في المدن .

ـ الرطوبة الجوية

تشير مجموعة من الدراسات إلى أن مدن العروض الوسطى تتميز بكون هوائها أجف في ساعات النهار من هواء الريف ، لكه أرطب في الليل ، وهذا النمط من التباين الرطوبي يبدو أكثر وضوحاً خلال الطقس الصيفي الجميل ـ كما هو موضح في الشكل (٨٣) ـ . فخلال ساعات النهار تكون الرطوبة الريفية أعلى مما في المدن ، وهذا مرده إلى التبخر النتح الأكبر في الريف لكون الغطاء النباتي الأخضر أوفر ، والرطوبة الأرضية أكبر . غير أنه في ساعات المساء الأولى يأخذ هواء الريف بالتبرد بسرعة أكبر ، ليصبح بالتالي أكثر استقراراً من هواء المدن ، مما يجعل الرطوبة تتجمع في الطبقات الأخفض من جو الريف ، لكون التبخر النتح من السطح يفوق الفاقد إلى الطبقات الأعلى بفعل الهدوء النسبي . وبعد ذلك تأخذ الرطوبة الريفية (الرطوبة المطلقة) بالتناقص خلال الليل ، نتيجة ازدياد عملية التبرد وتكاثف بعض حمولة الهواء من بخار الماء فوق السطح بهيئة قطرات من الندى . ومن جهة أخرى ، فإن التبخر يكون ضعيفاً في المدينة ، وتساقط الندى (أو بالأحرى تكاثفه وترسبه) قليلاً ، كما أن بخار الماء البشري (من مصادر بشرية) والركود يعملان متضافرين معاً للمحافظة في الوقت نفسه على جو أكثر رطوبة في الخوانق (الشوارع ، والطرقات . . . وغيرها) . غير أن الرطوبة النسبية تكون في أجواء المدينة أخفض مما في أجواء الريف ، وبخاصة في ساعات النهار .

وبعد شروق الشمس ، يتبخر الندى المترسب والماء السطحي الآخر ، بحيث تعاد تغذية هواء الريف بالرطوبة بسرعة،خاصة وان النقل الحملاني يكون بطيئاً في تطوره . وبتقدم ساعات النهار تنشط حالة عدم الاستقرار الجوي الحراري

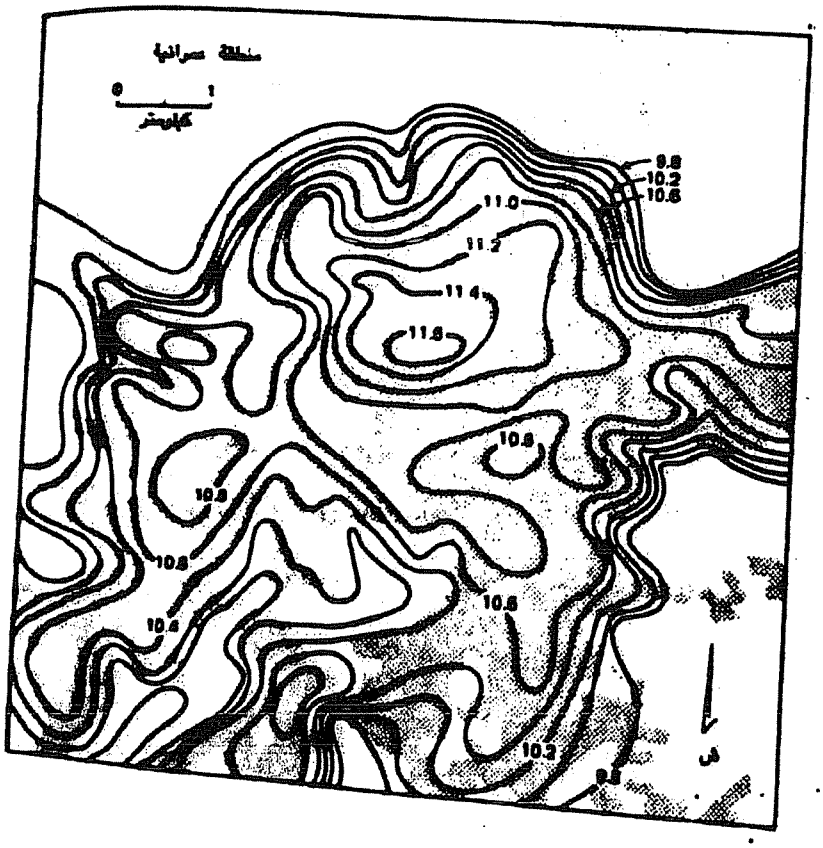


الشكل (83) التغير اليومي للرطوبة المطلقة في مدينة ادمنتون الكندية وريفها .

فيترتب على ذلك حدوث خلط لبخار ماء الهواء الأقرب إلى السطح مع الهواء الأعلى منه ، مما يؤدي إلى جعل تركيز بخار الماء في كلا المنطقتين (المدينة والريف) مخففاً ، ولكن يبقى تركيزه في أحواء المدن أقل من أحواء الريف .

وينجم عن زيادة الرطوبة في المدن خلال الليل تشكل جزيرة رطوبة مشابهة للجزيرة الحرارية وهذا ما يعبر عنه المثال المبين في الشكل (٨٤) لليل صيفي مع ظروف نموذجية في مدينة ليسستر البريطانية ؛ ففي مركز المدينة كان الجو أرطب مما في المناطق الريفية المجاورة بحدود ١,٨ × ١٠' باسكال عندما كانت شدة الجزيرة الحرارية تقارب من ٤,٤° م . وقد اتخذت جزيرة الرطوبة شكل جرف تطابق عموماً مع الحد الريفي - المديني . وينتج عن تزايد سرعة الرياح ، اختلافات أقل في الرطوبة بين المدينة والريف ، كما هو الحال في الجزر الحرارية .

وفي المناخات الباردة ؛ يمكن أن تكون المدينة خلال الشتاء أكثر رطوبة أثناء النهار مما في الريف ، بسبب تغطية الأرض بالثلج أو الجليد ، وركود النبات مما يترتب عليه تدنٍ كبير في عملية تزويد الهواء الريفي ببخار الماء ، على عكس المدينة



الشكل (84) توزع ضغط بخار الماء (10^2x باسكال) في مدينة ليسستر البريطانية الساعة 23و45دقيقة من يوم 23آب عام 1961في جو هادىء صحو .

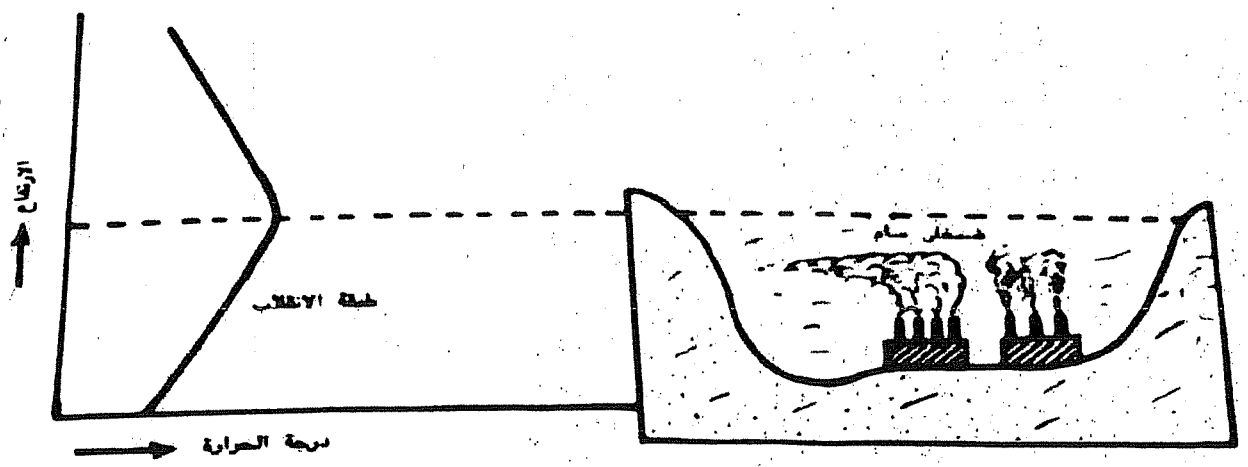
الأكثر دقتاً ، والأكثر تزويداً لهوائها بخار الماء المنطلق من مصادر بشرية ممثلة في الاحتراق ، وبخاصة عملية التسخين الفراغي (Space Heating) .

وتأثير المدينة على تشكل الضباب ، وانتشاره ليس بسيطاً كما يظن عموماً . والمدينة ليست دائماً أكثر ضباباً من الريف . غير أنه إذا ما أخذ الضباب بشكل عام من وجهة نظر انحصاص الرؤية دون النظر إلى نموذج الضباب وإلى مكوناته الرئيسية (قطرات مائية ، أم ملوثات دقائقية وكيميائية ، أم كليهما معاً) ، تصبح المدينة دائماً عندئذ أكثر ضباباً من الريف بمعدل ١٠٠٪ شتاء و٣٠٪ صيفاً ، وتمتد الرؤية أكثر فأكثر بالاقتراب من مركز المدينة . ولكن تكرار حدوث الضباب الكثيف (الرؤية أقل من ٢٠٠م) يكون عادة أقل في المدينة من ضواحيها أو الريف المجاور لها ، وهذا يعزى إلى تأثير الجزيرة الحرارية التي تجعل الملوثات أكثر انتشاراً شاقولياً في مركز المدينة مما في ضواحيها ، ووفرة نويات التكاثف الأكبر حجماً خارج مركز المدينة . فوفرة نويات التكاثف تدفع بخار الماء كي يتكاثف على هيئة قطيرات صغيرة ، غير أن القطيرات الأصغر لا تنتج ضباباً كثيفاً جداً .

وحيثما يكثر في الجو الدخان والمركبات الغازية المتعددة ـ كأكاسيد الأزوت بخاصة ثاني أوكسيد الآزوت NO_2 ، والهيدروكربونات .. الخ ـ الناتجة بصورة أساسية من عوادم السيارات ، وتحت ظروف جوية معينة (سيادة ضغط جوي مرتفع ، وانقلاب سطحي في درجة الحرارة) يتشكل الضبحان * (Smog) الذي يترافق عموماً بملوثات أخرى خطيرة كثاني أوكسيد الكبريت . وهذا ما حدث فعلاً في مدينة دونورا الأمريكية (ولاية بنسلفانيا) يوم ٢٦ تشرين الأول عام ١٩٤٨ ، الواقعة في وادي نهر مونونغالا ـ شكل (٨٥) ـ . كما حدث عدة مرات في العاصمة البريطانية (لندن) ، كان أكثفها وأخطرها ضبخان كانون الأول عام ١٩٥٢ . . . ويتكرر حدوث الضبخان سنوياً في العديد من المدن الكبرى في العالم .

---

*) الضبخان : مصطلح مركب من الضباب (Fog) والدخان (Smoke) ..



الشكل (85) الظروف التي ساعدت على تشكل الضبخان في مدينة دونورا الامريكية يوم 26 تشرين الأول عام 1948 .

ومن جهة أخرى ، لا يوجد شك في أن التمدن في العروض المرتفعة هيأ الفرصة لتشكل ضباب جليدي . فانطلاق بخار الماء إلى الهواء عند درجة حرارة أقل من —٣٠°م يؤدي إلى تشكل ضباب من بلورات الجليد ، لأن ضغط بخار الماء المشبع يكون منخفضاً جداً. وبعد احتراق الوقود في التسخين المنزلي وفي الصناعات، وتشغيل محركات السيارات . . وغير ذلك ، مسؤولاً رئيسياً عن ذلك .

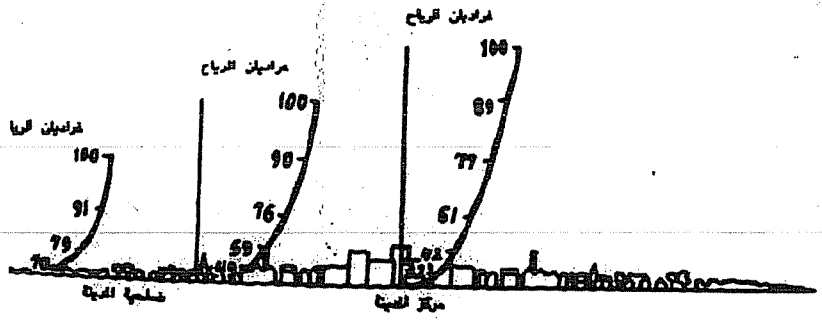
ـ الريـــاح :

تعالج الرياح في المدينة من ناحيتين ؛ الأولى ، تأثير المدينة على الرياح العامة الهابة نحوها . والثانية ، دور المدينة كجزيرة حرارية في خلق نظام ريحي محلي متبادل بينها وبين ظهيرها الريفي المحيط بها .

ففيما يتعلق بتأثير المدينة على الرياح العامة الهابة نحوها ؛ فإنها تعمل على خفض سرعتها بالمقارنة مع سرعة الرياح في الريف المجاور عند الارتفاع نفسه بنسبة ٢٠ ـ ٣٠٪ . وهذا مرده إلى تزايد خشونة السطح في المدن نتيجة المنشآت العمرانية

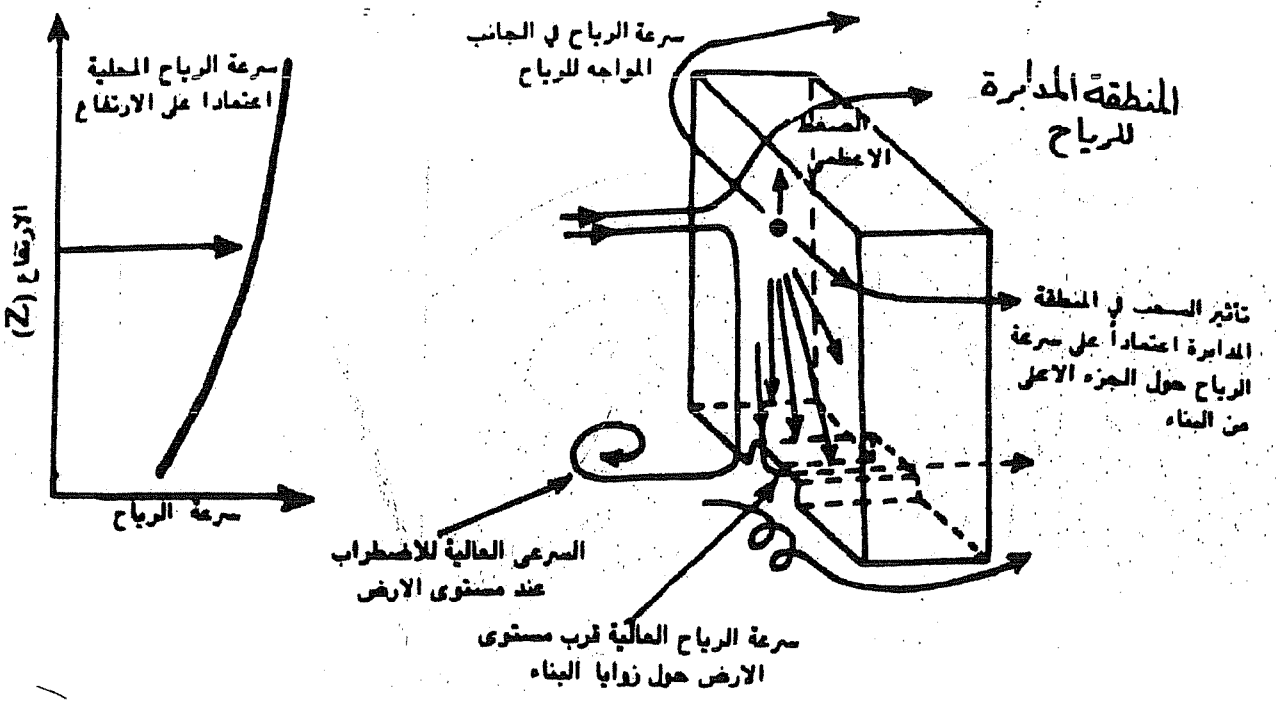
المقامة فيها المتباينة في أحجامها واتجاهاتها . ومع تزايد الخشونة السطحية فإن ارتفاع طبقة الرياح المتأثرة بذلك تزداد أيضاً ـ والشكل (٨٦) يبين مقدار التدني في سرعة الرياح فوق السطح الأكثر خشونة في مركز المدينة ، كما يبين مدى تزايد ارتفاع طبقة الرياح المتأثرة بذلك ـ . ولقد أظهرت بعض الدراسات أن سرعة الرياح تصل إلى ٩٥٪ مما هي عليه في الهواء الحر عند مستوى ارتفاع ٣٠٠م فوق الريف ، وعند ٣٠٠م فوق ضواحي المدينة ، وعند ٤٠٠ م فوق مركز المدينة[1] . ففي مركز المدينة تتناقص سرعة الرياح إلى نصف ما هي عليه فوق الماء المفتوح ، وعند هوامش المدينة تنقص سرعة الرياح بنسبة الثلث . غير انه في الشوارع والطرقات الموازية لوجهة هبوب الرياح السائدة ، تتزايد سرعة الرياح فيها بشكل ملحوظ ، لتتجاوز السرعة الموجودة في الريف المجاور . وكلما كانت الشوارع والطرقات أقل اتساعاً انطلقت الرياح ضمنها بسرعة أكبر . ولذا فإنه للحد من تلك الرياح العالية السرعة في مثل تلك الشوارع يتم غرس الأشجار فيها بطريقة فعالة .

وبالإضافة إلى ما تقدم ، تحدث تسارعات محلية في الرياح حول الأبنية المرتفعة ، وفي الأزقة ، والممرات بين الأبنية ، وعند تقاطع الطرق . ونتيجة لتزايد سرعة الرياح عند المستويات العليا من البناء ، يزداد غراديان الضغط على الجانب المواجه للرياح من البناء ، مع تركز أعظمي للضغط على الثلث العلوي من البناء ـ شكل (٨٧) ـ . ومن هناك يهبط بعض الهواء بشكل قمعي إلى مستوى الأرض ، حيث يسبب اضطرابات مزعجة . وعلى الجانب المدابر لوجهة الرياح من منطقة البناء يتولد ضغط منخفض دائم ، ومع أن سرعة الرياح تكون أخفض ، إلا أن



الشكل (86) مقاطع شاقولية لسرعة الرياح فوق المدينة وضواحيها .

(1) Griffiths, J.F; Op.Cit, p.107.



الشكل (87) تاثير البناء على سرعة الرياح وتوزع الضغط .

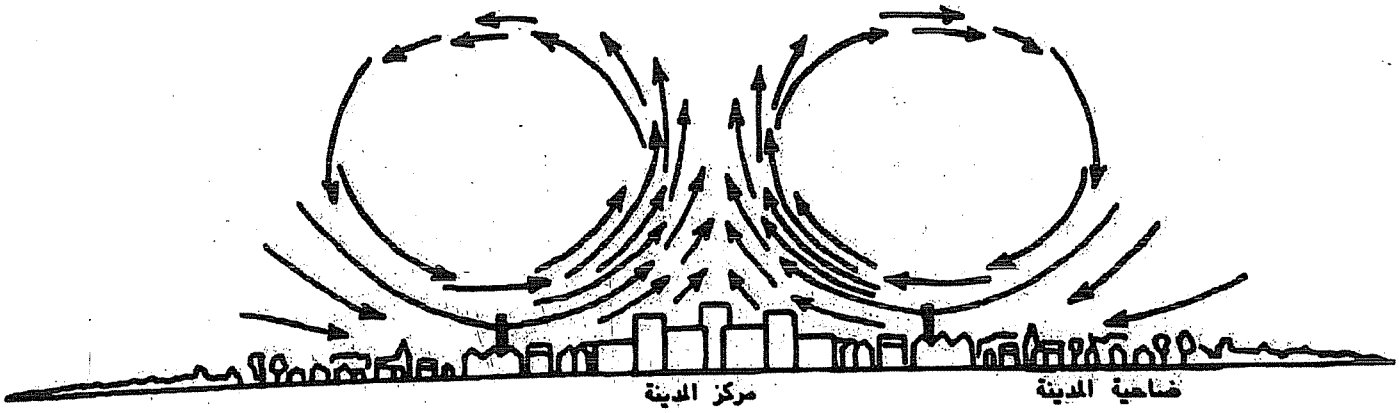
الاضطراب حول زوايا البناء يعطي ارتفاعاً في الظروف العاصفة للرياح . كما أنه بسبب تباين الضغط بين الجوانب المواجهة للرياح والمدابرة لها تتسارع حركة الهواء أيضاً في الأزقة المجاورة[1] .

وبصورة عامة ، فإن اتجاه الرياح ضمن المدينة لا يعد مؤشراً صحيحاً لاتجاه الرياح خارجها ، لما تقوم به الأبنية من تغير في اتجاه الرياح فيما بينها خاصة إذا ما كانت الأبنية منتظمة في وجهة مدابرة لوجهة الرياح ، أو تميل عن وجهة الرياح بزاوية ، مما يخلق العديد من الدوامات الهوائية عند مداخل الشوارع الواقعة عند منطقة تقاطعها مع غيرها .

أما فيما يتعلق بدور المدينة في خلق نظام ريحي ؛ ففي حال كون السماء صحوة والضغط السائد مرتفعاً ، فإن الجزيرة الحرارية ضمن المدينة تكون ظاهرة تماماً ، وهذا يعني وجود غراديان حراري واضح وجهته نحو أطراف المدينة وخارجها ؛ أي أن الريف المجاور للمدينة يكون أبرد مما في وسط المدينة ، وهذا ينعكس محلياً على

(1) Miess. M; Op.cit. p.110–111.

الضغط ، مولداً غراديان ضغط وجهته نحو مركز المدينة (ضغط مرتفع خارج المدينة ومنخفض داخل المدينة) يكون اكثر حدة في ساعات الليل ، مما يستدعي تحرك الهواء عند السطح من خارج المدينة إلى داخلها بشكل نسيم خفيف - شكل (٨٨) - . وسيتجمع الهواء المتدفق نحو قلب المدينة في مركزها الأكثر حرارة ، مما يسبب حركة صاعدة حتى ارتفاع عشرات الأمتار ، وتتعكس هذه الحركة بشكل دورة ، فتعطي حركة الهواء فوق المدينة شكلاً حجيرياً على جانبي مركز الجزيرة الحرارية . ولقد قام شميدت «Schmidt» عام ١٩٦٣ بقياس تدفق الهواء حول محطة تكرير نفط تشغل مساحة ٤ كم٢ من أراضي هولندا ، مبرهناً عن وجود حركة دائرية (حجيرية) أصغرية للهواء ، مع هواء صاعد عند المركز قاربت سرعته ١٥ سم/ثا .



الشكل (88) النظام الريحي الذاتي الذي تخلقه المدينة بسبب تباين الحرارة بينها وبين ريفها .

ومما تجدر الإشارة إليه أن نسبة السكون تكون في المدينة أكبر مما هي عليه في الريف بحدود ٥ - ٢٠٪ .

- **التهطـــل :**

تكون الأمطار أكثر وفرة فوق مناطق المدن مما فوق الريف المجاور بحدود ٥ - ١٠٪ وسطياً في السنة ، كما أن عدد أيام المطر (أقل من ٥ مم) أكثر فوق المدن بنحو

١٠٪ . وهذا لابد من أن يتوافق مع تغيم أكبر بحدود ٥ ـ ١٠٪ ايضاً . وهذا مرده إلى عدة عوامل تتمثل في الآتي :

أ ـ نشاط الحركة الحملانية للهواء بفعل الجزيرة الحرارية ، لذا تبرز الأمطار المحلية في المدن بشكل واضح . وعلى الرغم من أنه ليس هناك دليل قاطع بعد عن ازدياد فعالية الجبهات فوق المدن ، إلا أن السجلات أظهرت تزايداً في تكرار العواصف الرعدية فوق المدن .

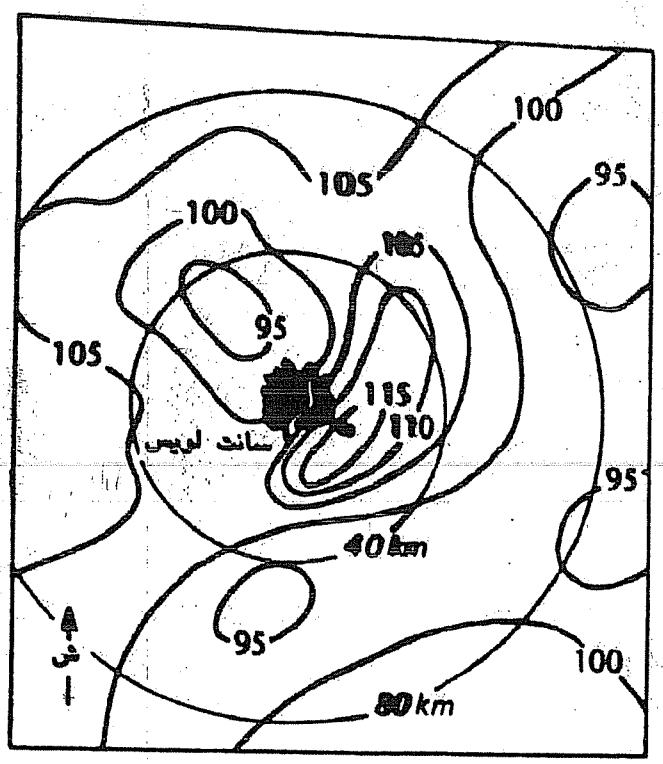
ب ـ وفرة الأجسام الغريبة في أجواء المدن التي تشكل نويات تكاثف تعمل على تحقيق حدوث التكاثف عند بلوغ الهواء درجة تشبعه (رطوبة نسبية ١٠٠٪) .

جـ ـ إضافة محلية لبخار الماء من عمليات الاحتراق .

فالتهطال الحملاني الذي يعزى إليه زيادة الأمطار في المدينة يتطلب ؛ مصدر بخار ماء ، ووفرة نويات التكاثف ، وحركة رفع تحمل تلك المواد إلى ارتفاعات كافية كي يصل التبرد إلى درجة التكاثف ، وهذا متوفر عموماً في أجواء المدن .

إن زيادة التهطال في المدن تحدث فعلاً في الفترات التي تصعد فيها عناصر الهطول (ذرات التكاثف وبخار الماء) مرتفعة نحو الأعلى إلى مستوى تشكل الغيوم ، ونمو القطرات إلى الحجم الكافي لسقوطها إلى سطح الأرض . وطبقاً للدراسة التي قام بها شانجنون «Changnon,S.A»[1] ، فإن نسبة الزيادة في كمية التهطال فوق المدن تتراوح بين ٥ ـ ٣١٪ عما هي فوق الريف ، وذلك حسب حجم المدينة ودرجة تركيز الملوثات في أجوائها ، وموقعها الجغرافي ـ بالقرب من نهر ، أو بحر ، أو على سفح جبل . . . الخ ـ ووضعها الطبوغرافي . ويبين الشكل (٨٩) معدل نسبة الهطول المطري الصيفي للمدينة إلى الريف في مدينة سانت لويس الأمريكية خلال الفترة

(1) Changnon, S.A: «Recent Studies of Urban effects on precipitation in the United States: in «Urban Climates». Technical Not. No.108, W.M.O. 1970. pp.325–341.



الشكل (89) نسبة الهطول الصيفي للمدينة إلى الريف في مدينة سانت لويس الأمريكية خلال الفترة 1949 - 1968

١٩٤٩ ـ ١٩٦٨ . كما أن الجدول التالي (٢٦) الذي نشره «كارتزر P.A.Kartzer» عام ١٩٥٦ يبين الفروق في كمية التهطال بين عدة مدن وريفها .

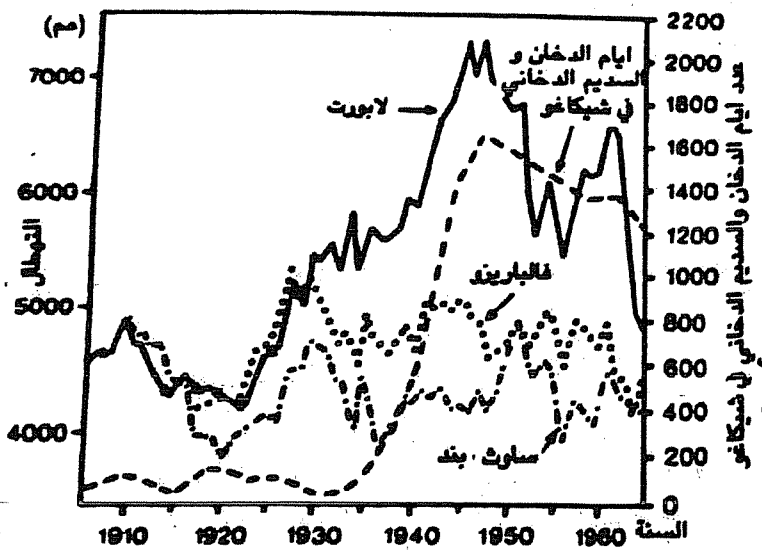
جدول رقم (٢٦) : عن «Miess, M; 1979»

المدينة	الفترة	أمطار المدينة (مم)	امطار الريف (مم)	الفرق (مم)
كولونيا	١٩١٢ ـ ٣١	٧٣٢	٥٨٠	+ ١٥٢
بودابست	١٩١١ ـ ١٤	٦٥٣	٥٨٦	+ ٦٧
موسكو	١٩٠١ ـ ١٠	٦٦٨	٥٧٢	+ ٩٧
شيكاغو	١٩٢٠ ـ ٢٤	٨٢٧	٧٨٧	+ ٤٠
سانت لويس	١٩٢٠ ـ ٢٩	٩٦٢	٩٤٧	+ ١٥

وقد لاحظ «Changnon, S.A» عام ١٩٦٨ أن كمية الأمطار في مدينة لابورت (La porte) بولاية انديانا الأمريكية الواقعة على بعد ٤٨ كم من شيكاغو في مهب

الرياح المحملة بالملوثات القادمة منها ، أكثر بنسبة ٣١٪ (خلال الفترة ١٩٥١ - ١٩٦٥) ، والعواصف الرعدية أكثر بنسبة ٣٨٪ ، كما أن عدد أيام البرد أكثر بحدود ٢٤٦٪ من المناطق المجاورة[1] . ويبدو الارتباط كبيراً ما بين التهطال في مدينة لابورت (La porte) وعدد أيام السديم الدخاني في شيكاغو - شكل (٩٠) - ، كما يتضح ذلك من عدم تزايد التهطال بشكل مميز في مدن فالباريزو وساوث بند لوقوعهما خارج مسار الملوثات المطلقة من شيكاغو .

أما سقوط الثلج فأقل تكراراً في المدن ، ومدة بقائه فوق المدن أقل بنسبة ٣٠٪ ، وهذا مرده إلى تاثير الجزيرة الحرارية . غير أن عدد أيام البرد أكبر فوق المدن . كما أن عدد أيام حدوث العواصف الرعدية يزيد بنسبة ١٣ - ٦٣٪ في مدن الولايات المتحدة عن ريفها .

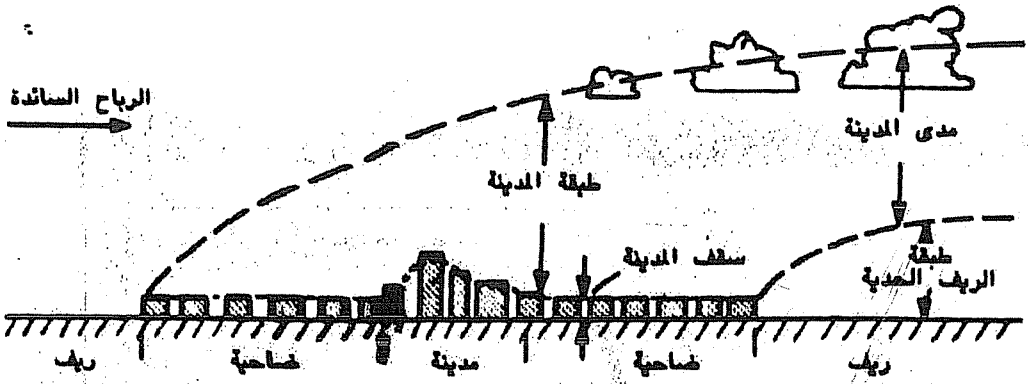


الشكل (90) قيم التهطال في محطات مختارة من ولاية انديانا الأمريكية ، وعدد ايام السديم الدخاني في شيكاغو .

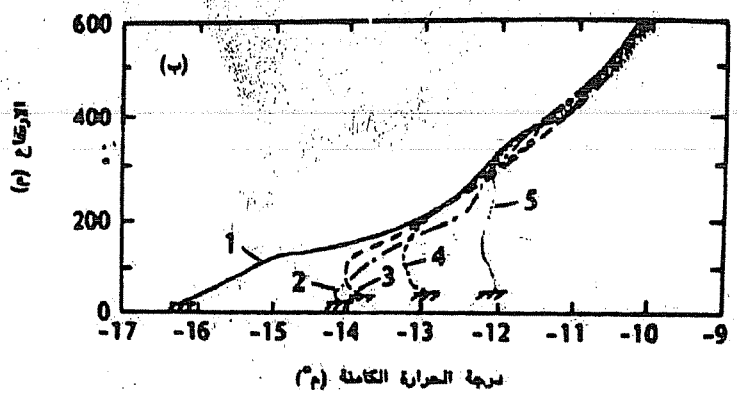
- مناخ الطبقة الحدية للمدن :

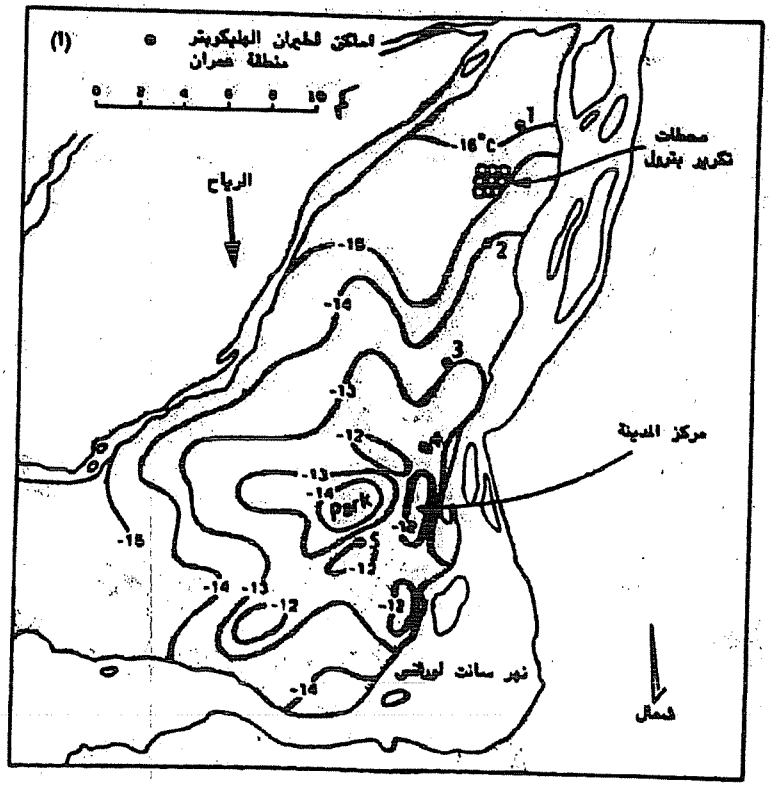
إن الطبقة الحدية للمدينة ، هي ذلك الجزء من الطبقة الحدية الأرضية الراقدة فوق قمة البناء المديني - شكل (٩١) - ، والتي تتمتع بخصائص مناخية هي نتاج وجود المدينة عند السطح التي بخشونتها وسخونتها أنتجت مثل تلك الخصائص .

(1) Smith. K; Op.cit, p.60



الشكل (91) مخطط يمثل جو المدينة ، ويظهر فيه وجود طبقتين .





الشكل (92) جزيرة مونتريال الحرارية في 7آذار عام 1968(الساعة 0070) مع رياح شمالية سرعتها 0,5م/ثاوسماء صاحية (أ) . ومقاطع شاقولية لدرجة الحرارة الكامنة عند مسافات مختلفة من مركز المدينة .

فعنصر خشونة المدينة هو بناؤها بشكل رئيسي . فارتفاع البناء ، وحافاته الحادة ، ومواده الصلبة ، يمنح المدينة صفة الخشونة ، التي تعدل من سرعة الرياح وتغير من اتجاهها داخل المدينة ، فسرعة الرياح التي تتناقص ضمن المدينة نجدها تتزايد بمجرد الابتعاد عن قمة بناء المدينة .

أما التعديلات الحرارية لمطبقة الحدية للمدينة فتحدث بسبب اعتراض الهواء الريفي الأبرد على امتداد المدينة الأحر . فخلال النهار يمتد تأثير المدينة الكبيرة إلى علو ٠,٦ ـ ١,٥كم ، بسبب كون الحملان النهاري ينشط لتضافر كل من الحملان الحراري والميكانيكي في المدينة الأحر والأخشن . أما في الليل فيتقلص تأثير الجزيرة الحرارية إلى عمق ٠,١ ـ ٠,٣ كم فقط ، نتيجة لاستقرار الطبقة الحدية الأرضية ؛ مما يوقف الانتقال الشاقولي للهواء . ويبين الشكل (٩٢) جزيرة مونتريال (كندا) الحرارية ، ومقاطع شاقولية لتغيرات درجة الحرارة بدءاً من مركز المدينة وحتى أطرافها التي يظهر منها استمرار فعالية الجزيرة الحرارية حتى ارتفاع ٣٠٠م تقريباً ، واستمرار الانقلاب الحراري حتى ٦٠٠م .

الفصل الثامن

المناخ في بعض البيئات المغلقة

إن المناخ الأصغري في بعض البيئات الصغيرة المغلقة ، أو شبه المغلقة يتميز عما هو عليه في البيئات المفتوحة كلياً ، أو جزئياً ، خاصة إذا ما كانت البيئات الصغيرة المغلقة بيئات صنعية قام بصنعها الإنسان ويستخدمها استخدامات شتى ـ وهذا ما سنتوقف عنده في هذا الفصل مقتصرين على نموذجين من تلك البيئات ، أولاهما النموذج الخاص ببيئة داخل الأبنية ، والآخر النموذج الخاص ببيئة داخل السيارات ـ .

أولاً : مناخ داخل الأبنية :

إن الإنسان من خلال أنشطته المختلفة عمل على تعديل مناخ العديد من البيئات ، وخلق مناخات خاصة في بيئات أخرى قام بصنعها ، كما هو الحال في الأبنية التي أشادها سواء لاستخدامها مسكناً يقطنه أو لغايات تجارية . . أو صناعية . . الخ . وعلى الرغم من أن المناخ الداخلي ليس طبيعياً صرفاً ، إلا أنه يخضع في العديد من جوانبه إلى تأثيرات المناخ الخارجي العام والأصغري ، لذا كان لابد من الأخذ بعين الاعتبار الإحاطة بالمظاهر الطبيعية في المناخ الداخلي ـ في حال

عدم اللجوء إلى التكييف الصناعي - وبالمظاهر الصناعية - في حال اللجوء إلى التبريد والتسخين الصناعيين باستخدام المكيفات - .

ولما كانت الأبنية تنشأ كي توفر لقاطنيها السكن والأمن والراحة ، كان لابد من وجود ضوابط للظروف الجوية في داخلها بما يلائم الإنسان والحيوان . كما أنه من الضروري توفير الحماية من عناصر الطقس غير المرغوبة كالرياح الشديدة والتهطال الأمر الذي يسهل تحقيقه . وتعد درجة الحرارة أهم عنصر من عناصر المناخ الأصغري في داخل البيئات المغلقة ، لذلك لجأ الإنسان منذ القديم إلى تنظيم درجة حرارة منزله سواء بشكل طبيعي وذلك من خلال تصميم منزل سكناه بتوجيهه نحو الشمس أو بحجبه عنها - حسب موقع البناء من درجة العرض - ، وباختيار الموقع الملائم ؛ قريباً من البحر ليتلقى نسيم البحر ، وتعديلاته الحرارية ، أو مرتفعاً عن سطح البحر لتخفيف شدة الحرارة . . . الخ . أم بشكل صناعي باستخدام وسائل التدفئة المعروفة للوقاية من البرد داخل البناء في المناطق الباردة وذات الفصل البارد التي يتطلب فيها الإنسان مزيداً من الدفء . أو للتخفيف من شدة الحر في المساكن والأبنية في البقاع الصحراوية وأشباهها باستخدام اجهزة التبريد .

- توازن الطاقة والمناخ في الأبنية :

يعطى توازن الطاقة في بناء من الأبنية بالعلاقة التالية :

$$Q^{\cdot} + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_S$$

حيث : $Q^{\cdot}$ = صافي الإشعاع بكامل اطواله الموجية في خارج البناء .

Q_F = الطاقة الحرارية المنطلقة داخلياً من الإنسان وأنشطته .

Q_E, Q_H = تبادل الحرارة الكامنة (Q_E) والمحسوسة (Q_H) مع الهواء الخارجي .

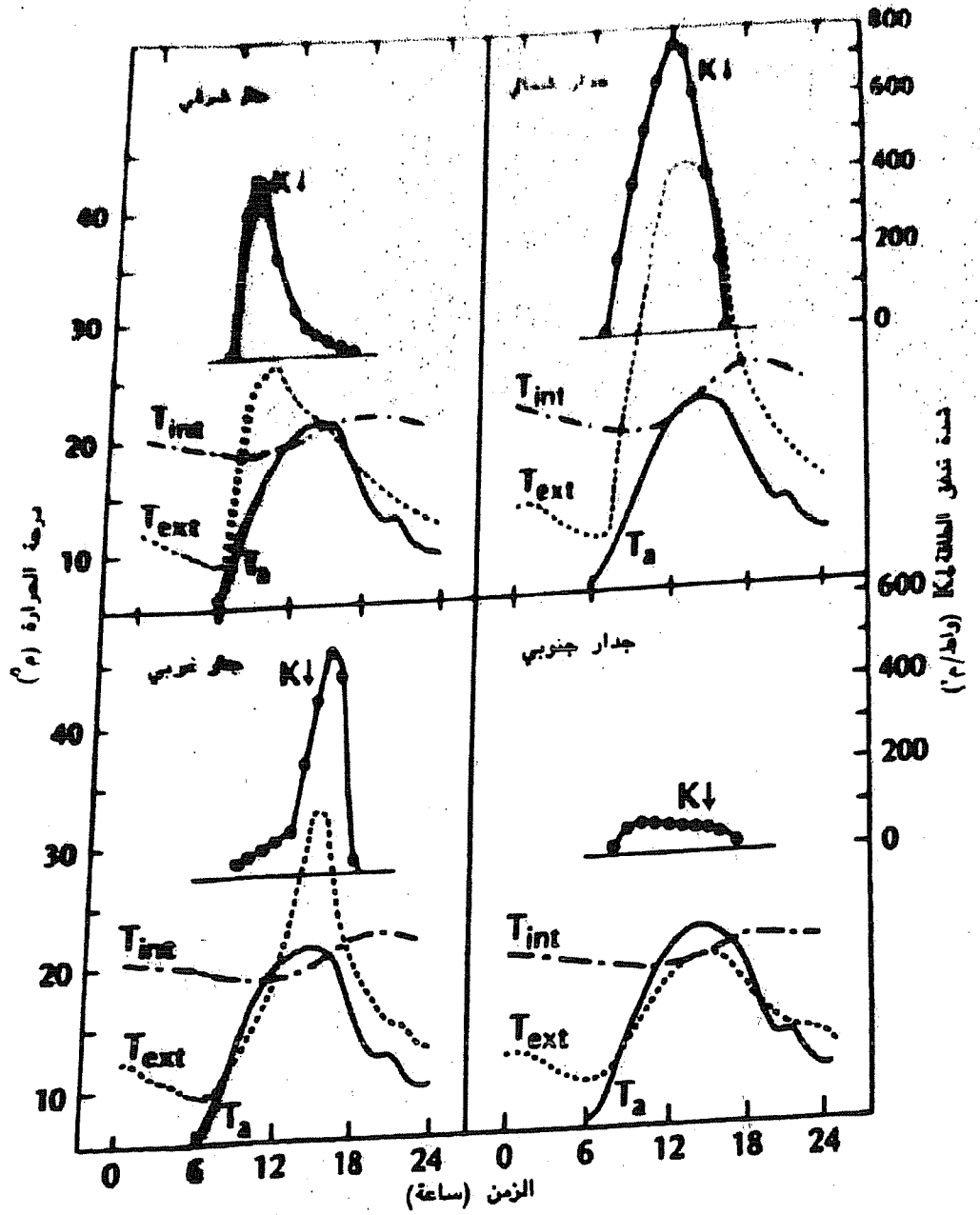
Q_G = انتقال الحرارة بين البناء وأرضيته المقام عليها .

ΔQ_S = التغير الصافي في مخزون الطاقة بواسطة مواد البناء وحجم الهواء الداخلي .

ونتيجة لهندسة البناء الثلاثية الأبعاد ، فإن ما يتلقاه خارج (ظاهر) البيت من الأشعة المباشرة قصيرة الموجة ليس متساوياً . وتختلف كمية الأشعة الشمسية التي يتلقاها الجزء الخارجي من البيت حسب توجيهه وانحدار أسطحه . ففي نصف الكرة الشمالي ؛ تتلقى الجدران المواجهة للشرق قمة الإشعاع قصير الموجة بعد شروق الشمس لأن أسطحها تكون مضاءة بالشمس تقريباً في سمتها المحلي (زاوية هـ تكون صغيرة) . وفي منتصف النهار تكون الجدران المواجهة للجنوب هي الأكثر ملائمة لتلقي الأشعة قصيرة الموجة ، أما بعد الظهيرة فتكون الجدران المواجهة للغرب . أما الجدران الشمالية فتتلقى الأشعة الشمسية قصيرة الموجة فقط في الفترة القريبة من الانقلاب الصيفي - بخاصة في العروض شبه المدارية - ، في حين تكون في الظل في معظم السنة ، وما تتلقاه من إشعاع شمسي عندئذ هو عبارة عن أشعة انتثارية غير مباشرة . ويبين الشكل (٩٣) دور توجه البناء في تلقي الإشعاع الشمسي فيما يخص بيت في بريتوريا بجنوب أفريقية عند درجة عرض ٢٥ جنوباً في يوم شتوي (صيف شمالي) صحو وهادىء ، ويظهر منه انخفاض نسبة ما تتلقاه الجدران المواجهة للجنوب هناك لوقوعها في الظل طوال اليوم ، وعدم تلقيها سوى الأشعة المنتثرة . ويعتمد تلقي السقوف للأشعة الشمسية على ميلها وتوجهها ، كما هو الحال في المظاهر الطبوغرافية . ويصبح السقف في المنطقة المدارية ذا أهمية أكبر مما هو الحال خارجها بسبب الارتفاع العالي للشمس فوق الأفق . وتتوقف ماصية البناء للأشعة قصيرة الموجة الواردة على عاكسية مادة البناء ، ومساحة النوافذ التي تسمح باختراق الأشعة إلى داخل البناء . وفي بيئات الإشعاع الشديد تستعمل الدهانات والمواد ذات العاكسية الكبيرة للتخفيف من ضغط الاشعاع . ويكون البناء عادة أحر مما يجاوره ، ولذا فإن موازنته الإشعاعية طويلة الموجة تكون سلبية . وبسبب كون عامل منظر السماء (SVF) كبيراً ، فإن السقف يكون في وضع أكثر أهمية لفقد حرارته اشعاعياً في الليل[1] .

---

(1) Oke, T.R; «Boundary Layer Climates». London, 1978, p.222.



الشكل (93) الاختلافات اليومية في الأشعة الواردة قصيرة الموجة (K) ودرجة حرارة الجدران الداخلية والخارجية (Text, Tint) ودرجة حرارة الهواء ، وذلك لجدران بمعارض مختلفة في بريتوريا بجنوب افريقيا (25°جنوباً) .

أما مصدر الطاقة الآخر للبيت فيتمثل في الحرارة المتولدة من الإنسان وأنشطته (Q_F) ، والتي تنطلق في داخل البيت إما مباشرة من التسخين الصناعي الفراغي (مواقد ، مسخنات ، تدفئة مركزية . . . الخ) وإما كنواتج لأنشطة الإنسان

(طبخ ، إضاءة ، أجهزة كهربائية . . . الخ) ، بجانب الحرارة المنطلقة ذاتياً من الإنسان أو الحيوان شاغلي البيت . وفي المناخات الباردة تنظم درجة الحرارة الداخلية - بواسطة منظمات حرارية - بحيث لا تنخفض دون حد معين ، اعتماداً على وسائل التدفئة المتوافرة .

ويعتمد فاقد الحرارة المحسوسة حملانياً (Q_H) من الأسطح الخارجية للبيت على سرعة الرياح وغراديان الحرارة بين البناء والهواء . فما دام السطح الخارجي للبناء أحر من الهواء المحيط فإن اتجاه انتقال الحرارة يكون نحو الخارج ، ويتم ذلك في جزء كبير من ساعات اليوم - شكل (٩٣) - . ويحدث فقد الحرارة بفعل كل من التوصيل الحراري عبر الجدران والنوافذ ، وتسرب الهواء مباشرة عبر المداخن والنوافذ والأبواب .

ولا يكون التبريد التبخيري للبيت (Q_E) عادة فعالاً كفاعلية فقد الحرارة المحسوسة . غير أنه يكون هاماً في حال كون البناء رطباً - عند هطول الأمطار أو عند رشه بالماء - ، أو إذا كانت هناك نباتات مرفوعة على دعائم تغطي السطح الخارجي أو تظلله كما في عرائش العنب ، أو النباتات المتسلقة الزاحفة والمعترشة .

ويتعتمد فاقد التوصيل الحراري تحت السطحي على درجة التصاق البناء بالأرض ، وكذلك الخصائص الحرارية للبناء والأرض ، وغراديان الحرارة بينهما . وهذا الشكل لفقد الحرارة من البناء يمكن أن يكون مفيداً أو مبدداً ، معتمداً ذلك على ما إذا كانت شحنة حرارة البناء زائدة أو ناقصة . ففي مناطق التجمد الدائم ، ترفع الأبنية على قوائم خشبية بغية الوصول لأدنى إيصالية حرارية إلى الأرض ، وهذا لا يحفظ حرارة البناء فحسب ، ولكنه يمنع ذوبان جليد الأرض الذي قد يسبب هبوط الأساسات أيضاً .

وتقوم تهوية البناء بدور هام في مناخه الداخلي . ويتحكم في ذلك توجه البناء بالنسبة للرياح الهابة ، وفصلية الرياح السائدة ، وسرعة الرياح ، ومدى الحاجة إلى التهوية لتخفيف الضغط الحراري - حيث تقلل التهوية من درجة الحرارة الداخلية

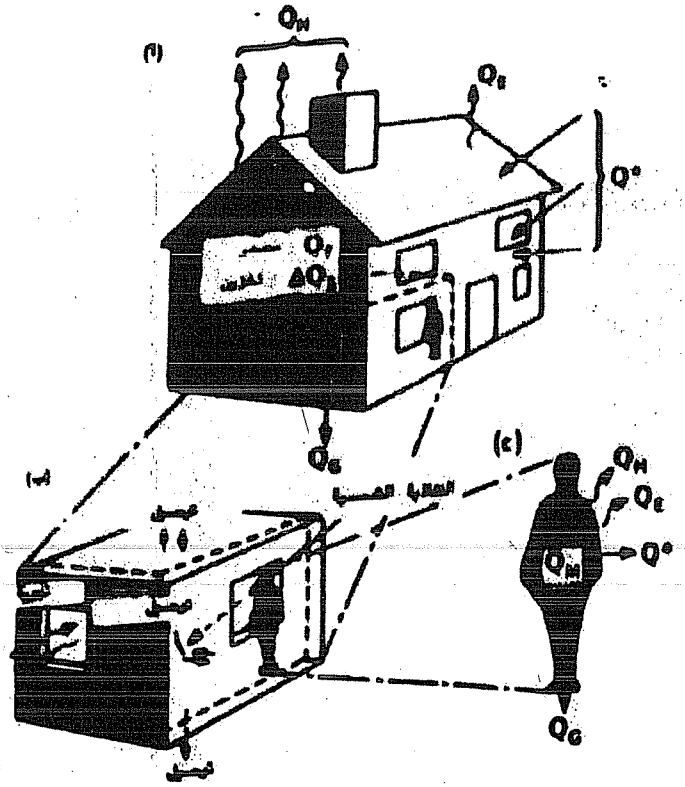
بحدود ١ ـ ٥°م ـ ولتعديل الرطوبة الجوية ، بخاصة في الأجزاء الرطبة من البناء .
ونميز في هذا الصدد نموذجين من التهوية ، التهوية الإرادية التي تتم بفتح النوافذ والأبواب مما يحدث تبادلاً للهواء ما بين داخل البناء وخارجه ، أو باللجوء إلى استخدام المراوح والمكيفات عند إغلاق النوافذ والأبواب والتهوية القسرية التي تتم من خلال المنافذ الموجودة في البناء (الأبواب والنوافذ والفتحات الخ) خاصة إذا ما كانت الرياح شديدة السرعة ، والبناء ذا منافذ متعددة على واجهات متعاكسة ومتقابلة ، مما يتطلب الأمر عندئذ توفير الحماية من تلك الرياح الشديدة .
ويبرز ذلك في الأبنية الطابقية التي تتزايد سرعة الرياح الهابة عليها مع تزايد الارتفاع عن سطح الأرض ، حيث وجد كل من توماس وديك Thomas & Dick (١٩٥٣) أن سرعة الرياح في الطوابق الأولى من بناء معرض مباشرة للرياح تكون ثلث سرعة الهواء الحر ، لتتزايد إلى حوالي الثلثين في الطوابق الوسطى ، ولتتعادل تقريباً مع سرعة الهواء الحر في الطوابق العليا(١) .

وما دما في عصر اقتصاد المساحة ، والأبنية المتعددة الطوابق ، لذا فإن المناخ الداخلي يختلف نسبياً في الطوابق العليا عما هو عليه في الطوابق الدنيا ، وبخاصة في الطابق الأرضي وما دونه (الأقبية) ، حيث يكون الطابق الأرضي ، وبخاصة الأقبية ، أرطب وأبرد صيفاً من الطابق العلوي ذي السطح الخارجي المكشوف الذي يتعرض مباشرة إلى أشعة الشمس رافعة درجة الحرارة الداخلية لتتجاوز ما هي عليه في القبو بحدود ٢ ـ ٥°م . كما تكون الطوابق الدنيا أدفأ شتاء بوجه عام من الطوابق العليا . كما تكون الطوابق الدنيا ـ كما ذكرنا سابقاً ـ اقل تهوية بشكل عام .

ـ توازن الطاقة والمناخ في الغرفة :

يعتمد توازن الطاقة في داخل الغرفة ـ شكل (٩٤) ـ على طبيعة توازن الطاقة خارجها ، وعلى درجة التسخين البشري في الداخل ، وهيكل البناء الذي يسمح

(1) Griffiths, J.F; Op.Cit, p.94



الشكل (٩٤) توازن الطاقة
(أ) في بيت بكامله ،
و(ب) في غرفة في البيت .

بالتفاعل المتبادل بين داخل الغرفة وخارجها . ففي أثناء فترات شحنة التسخين الشمسي الشديد على البناء ، يكون خارج (ظاهر) البناء أحر من داخله ، لذا يحدث تدفق للحرارة مباشرة نحو داخل الغرفة . أما في الليل فغراديان الحرارة وتدفقها يكونان متجهين نحو خارج الغرفة ، ومثل هذا الأمر يحدث دائماً في المناخات الباردة حيث التسخين البشري يحافظ على طاقة متدفقة نحو الخارج . وإذا ما سمح هيكل البناء بحدوث تبادل سهل بين الداخل والخارج ، فسيكون هذا الهيكل قليل التأثير في التحكم بالمناخ . أما إذا ما منع التبادل فستزداد الفروق الحرارية بين الداخل والخارج .

ويمكن أن يحدث التبادل الحراري بين داخل الغرفة وخارجها بواسطة طرق ثلاثة رئيسية ، هي[1] :

أ - الاشعاع الشمسي الذي يدخل الغرفة عبر الفتحات والنوافذ الزجاجية . وتعتمد أهمية هذا المكسب الحراري على حجم الفتحات وتوجيهها

(1) Oke, T.R; Op.cit, p.225.

(معرضها) ، وطبيعة الأشعة الشمسية العابرة فيما يتعلق بشدتها وخاصيتها الاتجاهية (نسبة المباشرة والمتناثرة).

ب- الحرارة التي يمكن أن تنصرف خارجاً أو تدخل نتيجة للتهوية عبر النوافذ ، والأبواب والشقوق ، والفتحات الأخرى .

جـ- الحرارة التي يمكن أن تنقل بالتماس والتوصيل عبر هيكل المبنى (الجدران والنوافذ والسقف والأرضية) . ويعتمد التدفق الحراري على الخصائص الحرارية لمواد البناء ، وشدة غرادیان الحرارة بين الداخل والخارج ، وسماكة الطبقة الحدية الصفائحية الملاصقة للأسطح الداخلية والخارجية .

وفي المناخات غير المريحة حرارياً ؛ يمكن التحكم في طرق تدفق الحرارة السابقة من خلال تصميم ناجح للبيت . ففي البيئات الباردة ، من الضروري القيام بتسخين داخل الغرفة ، ومنع هذه الطاقة من التسرب والتبدد نحو الخارج باستخدام طرق متعددة ؛ إحكام إغلاق النوافذ والأبواب والفتحات الأخرى ، والحد من قدرة الأبواب والنوافذ على انتشار الحرارة بصنعها من مواد معينة ، وجعل النوافذ ذات زجاج مزدوج أو ثلاثي ، وإجراء عزل داخلي بتغطية الجدران بمواد عازلة للحرارة . كما أن ازدياد نسبة الفجوات المملوءة بالهواء في مادة البناء الخاصة بالجدران وغيرها ، تزيد من عازليتها الحرارية ، ولذا فإن استخدام مادة البناء المفرغة أفضل من المادة الصماء ، وتقوم سماكة الجدران وحتى الأسقف بدور هام في ذلك . ويبين الجدول التالي (٢٧) الخصائص الحرارية للمواد المستعملة في البناء .

جدول رقم (٢٧) :

عن «oke, 1978»

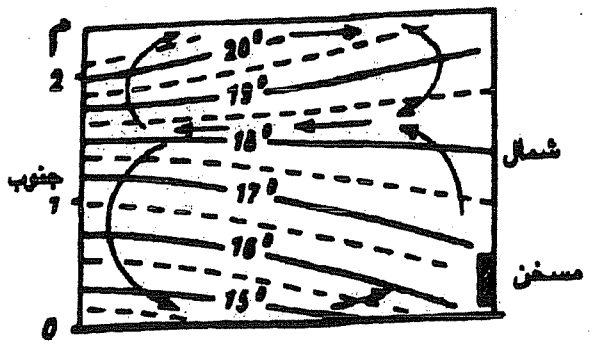
المادة (حالة جافة)	حالة المادة	الكثافة كغ/م^{٣}×١٠^{٢}	الحرارة النوعية كيلوجول/كل×١٠^{٢}	السعة الحرارية جول/م^{٢}/كل×١٠^{٦}	الناقلية الحرارية واط/م/كل	الانتشار الحراري م^{٢}/ثا×١٠$^{-٦}$
	مهواة	٠,٣٢	٠,٨٨	٠,٢٨	٠,٠٨	٠,٠٢٩

	كثيفة متراصة	٢,٤٠	٠,٨٨	٢,١١	١,٥١	٠,٧٢
حجر	متوسط	٢,٦٨	٠,٨٤	٢,٢٥	٢,١٩	٤,٩٣
قرميد (آجر)	متوسط	١,٨٣	٠,٧٥	١,٣٧	٠,٨٣	٠,٦١
خشب	خفيف	٠,٣٢	١,٤٢	٠,٤٥	٠,٠٩	٠,٢٠
	كثيف	٠,٨١	١,٨٨	١,٥٢	٠,١٩	٠,١٣
فولاذ	-	٧,٨٥	٠,٥٠	٣,٩٣	٥٣,٣	١٣,٦
زجاج	-	٢,٤٨	٠,٦٧	١,٦٦	٠,٧٤	٠,٤٤
كسلة جصي (plaster)	-	١,٢٨	١,٠٩	١,٤٠	١,٤٦	٠,٣٣
جص صفيحي	متوسط	١,٤٢	١,٠٥	١,٤٩	٠,٢٧	٠,١٨
عازلة	بولستيرين	٠,٠٢	٠,٨٨	٠,٠٢	٠,٠٣	١,٥٠
	فلين	٠,١٦	١,٨٠	٠,٢٩	٠,٠٥	٠,١٧

وينصب الاتجاه الرئيسي في البيئات الحارة في الإبقاء على الأحوال المناخية داخل البناء معتدلة حرارياً ، وذلك بالحد من شحنة الحرارة الخارجية وبلوغها داخل البناء بسرعة ، ويعتمد كثيراً في ذلك ، وبخاصة في المناطق الحارة والجافة ، على تصميم للبناء جيد يتمتع بمواصفات حرارية معينة اعتماداً على الطرق الثلاثة السابقة الذكر . أما وارد الإشعاع الشمسي فيتم التخفيف منه بالابتعاد عن النوافذ الكبيرة واللجوء إلى عدد كبير من الفتحات الصغيرة في الجدران ، بجانب استعمال التظليل باستخدام الأباجورات للنوافذ ، والشرفات الواسعة ، ورفارف السطح البارزة ، وزراعة الأشجار ، والنباتات المعترشة ، بالإضافة إلى الشوارع الضيقة ذات الغرف العلوية المتقاربة من بعضها ، وذات الفسحات الواسعة نسبياً في الداخل ، كما هو الحال عليه في أحياء دمشق القديمة . ومما لا شك فيه فإن استخدام الجدران السميكة من مواد ذات سعات حرارية كبيرة ـ كاللبن الترابي أو القرميد أو الحجارة ـ تحفظ داخل الغرفة من التطرفات الحرارية ، فتجعلها أقل حرارة في النهار وأكثر دفئاً في الليل . كما أنها تؤخر حدوث النهاية القصوى الحرارية في الداخل عما هي عليه في الخارج بحدود ٢ ـ ٥ ساعات ، لذا فإن أقصى درجة حرارة تسجل في داخل الغرف الطينية والأبنية الاسمنتية ذات الجدران كبيرة السماكة ، يتم في حوالي الساعة ١٨ بدلاً من الساعة ١٤ ـ ١٥ في الخارج .

وتسهم حركة الهواء في المناطق الحارة الرطبة في التخفيف من الضغط الحراري كونها تساعد على زيادة التبخير ، وتساهم بالتالي في التبريد كما أنه لابد من استخدام بعض الطرق التي وصفناها سابقاً في المناطق الحارة الجافة كما في التظليل وغيره وقد يكون التظليل أكثر فعالية في المناطق الحارة الرطبة لازدياد درجة التغيم ، وازدياد قيم وارد الأشعة المنتثرة كما يلجأ في هذه المناطق إلى توجيه الفتحات والنوافذ باتجاه الرياح السائدة ومصدر هبوب النسيم المحلي بجانب رفع البناء كله عن الأرض كي يحظى بالزيادة الطبيعية في سرعة الرياح مع الارتفاع كما أن العمل على إزالة النباتات المحيطة بالبيت ينقص من احتمالية سكون الهواء أما استخدام المراوح في الغرفة فواحد من الطرق الصناعية لتوفير الراحة للقاطنين لتعديلها الحرارة والرطوبة .

ويتعمد توزع درجات الحرارة في الغرف الفردية على ترتيب مصادر الحرارة وطرق تبددها . وفي الظروف الباردة ـ كمثال ـ فإن أبرد الأجزاء في الغرف المدفأة هي القريبة من النوافذ والأرضية والجدران الفقيرة العزل حرارياً ، حيث تعمل الجدران كمبدد للأشعة طويلة الموجة ، لذا يتم اللجوء إلى تغطيتها إما بالسجاد أو بالستائر الخاصة بذلك (برادي) أو بأقمشة الفرش لزيادة عملية العزل الحراري والتخفيف بالتالي من التبريد . وليس غريباً أن نجد فروقاً في درجة الحرارة لا تقل عن ٥°م داخل غرفة مسخنة ، وهذا كافٍ لخلق حركة هوائية فيها ـ شكل (٩٥) ـ ، حيث يتجه الهواء للارتفاع فوق المصدر الحراري منتشراً بعيداً ليشكل طبقة حارة قرب السقف ليحل بدلاً من الهواء الأبرد هناك الذي يهبط على طول الجدران والنوافذ ليتراكم فوق أرضية الغرفة على شكل وسادة من الهواء البارد نسبياً .



الشكل (٩٥) تطبق درجة الحرارة داخل غرفة دون نوافذ بمصدر تسخين .

والخلاصة أن مناخ الغرفة يعتمد بالدرجة الأولى على ما يلي :

١ ـ موقع البيت بكامله التي تشكل الغرفة جزءاً منه .
٢ ـ وضع الغرفة داخل البيت .
٣ ـ اتجاه واجهات البيت بشكل عام والغرفة بشكل خاص .
٤ ـ ارتفاع البيت عن سطح البحر .
٥ ـ حجم الغرفة .
٦ ـ عدد النوافذ وترتيبها وأحجامها .
٧ ـ مادة البناء المستخدمة ؛ فالجدران الاسمنتية لانخفاض سعتها الحرارية مقارنة مع الجدران الترابية تجعل التطرفات الحرارية داخل الغرفة الاسمنتية واضحة بشكل بارز[1] .
٨ ـ قوة الجدران ؛ وهذا يتعلق بسماكتها وبنوعية مادة البناء المستخدمة فيها . فكلما ازدادت سماكة الجدران ازدادت كتلتها وكبرت سعتها الحرارية ، لذا تفضل الجدران السميكة على الجدران القليلة السماكة .
٩ ـ الحالة الجوية خارج البناء بشكل عام ، وخارج الغرفة بشكل خاص .
١٠ ـ الحرارة المنطلقة في داخل البيت ، ممثلة في الحرارة المنطلقة ذاتياً من القاطنين في البيت بكامله والغرفة ، وحرارة الطبخ . . . وغيرها .

ـ مناخ السيارات :

إن أحد نماذج المناخ الأصغري الجديرة بالدراسة هو ذاك المناخ الذي يسود في وسائط النقل التي نستخدمها ، وبخاصة السيارات . وبصورة عامة فإن درجة الحرارة في داخل السيارات تكون أعلى بشكل ملحوظ مما هي عليه في الهواء الخارجي القريب من السيارة ، سواء كان الأمر في فصل الصيف أم في الشتاء .

---

(١) لمزيد من التفاصيل عن مناخ الغرفة راجع المرجع التالي :
علي موسى «الوجيز في المناخ التطبيقي» . دار الفكر ، دمشق ، ١٩٨٢ ، ص ٢٠٢ ـ ٢٠٣ .

وتعتمد الزيادة تلك على الإشعاع ، والرياح ، وجريان الهواء عبر النوافذ والأبواب ، وعدد الركاب ، ووضعية السيارة ، هل في حالة سكون أم في حالة حركة ، وهي تتراوح عموماً ما بين ٣ - ٢٠°م وقد لوحظ وجود تطبق في درجة الحرارة ضمن سيارة ركاب كبيرة (باص) في فصل الشتاء كالآتي : صفر درجة مئوية عند أرضية السيارة ، ٦°م على ارتفاع ٦٠سم ، و٨,٥°م على ارتفاع ١,٧°م ، مع انخفاض في الرطوبة النسبية كما هو متوقع نتيجة تزايد درجة الحرارة .

والقياسات التي أجراها «كنغ E King» داخل سيارة ذات حجم ٢,١م٣ وتتحرك بمحرك في مؤخرتها ، في مدينة توبنغن بألمانيا في شهر أيار عام ١٩٥٦ ، في حال لون السيارة اسود ، ومن ثم أبيض ، وهي واقفة عموماً في ساحة المدينة وبداخلها شخصان جالسان ، تبين فارق درجة الحرارة ما بين داخل السيارة وخارجها ، ومدى تأثير اللون في ذلك . والجدول (٢٨) يبين مدى زيادة درجة الحرارة في داخل السيارة عما هي في خارجها (في الظل ضمن قفص الرصد) ، ودرجة الحرارة الفعلية للهواء بداخل السيارة .

جدول رقم (٢٨) :

لون السيارة	القياسات	الساعة (نهار)		
		٠٨٠٠	١٠,٠٠	١٢,٠٠
أسود (٩ أيار)	الاشعاع الكلي الوارد (حريرة / سم٢/ دقيقة)	٠,١٣	٠,٣٤	٠,٤١
	زيادة درجة الحرارة (م°)	٣,٠	١٠,٦	١٩,٤
	درجة حرارة السيارة (م°)	١٥,٦	٢٨,٠	٤٠,٦
أبيض (٢٩ أيار)	الاشعاع الكلي الوارد (حريرة/سم٢/ دقيقة)	٠,١٩	٠,٤٠	٠,٤٥
	زيادة درجة الحرارة (م°)	١,٢	٣,٠	١٢,٠
	درجة حرارة السيارة (م°)	٢١,٠	٢٦,٦	٣٧,٤

وعلى الرغم من أن الطقس كان في الحالة الثانية (٢٩ أيار) أوفر إشعاعاً ،

وأشد حرارة ، إلا أن درجة الحرارة بداخل السيارة كانت أقل ، وهذا مرده إلى العاكسية الكبيرة للون الأبيض للأشعة الواردة مخففاً من دورها في التسخين الخاص بالسيارة . وكانت درجة الحرارة على الجانب المشمس من السيارة أكبر بمقدار ٢,٥ - ٣,٥°م ، أما الجانب الظليل فكانت درجة حرارته أخفض بالمقدار نفسه من درجة حرارة الهواء الداخلي .

ولقد أعطت القياسات التي أجراها المؤلف يومي ١ و١٩ آب عام ١٩٩٠ على سيارة بلون فضي ، حجمها ١,٦م³ ، وهي واقفة ، النتائج التالية المبينة في الجدول (٢٩) .

جدول رقم (٢٩) يبين درجة الحرارة في داخل سيارة ساكنة وخارجها في يومين من أيام فصل الصيف

اليوم	ظروف القياس	درجة الحرارة (م°)	ملاحظات
١ آب الساعة ١٤	خارج السيارة في الظل	٣٥	الجو هادىء تماماً خلال فترة القياس . كان
	داخل السيارة وهي مغلقة	٤٨	بداخل السيارة شخصان . وموقع القياس
	داخل السيارة وهي مفتوحة النوافذ	٤١	مكان وقوف السيارات بكلية الآداب في جامعة دمشق
١٩ آب الساعة ١٤	خارج السيارة في الظل	٣٣,٥	سرعة الرياح أثناء القياس ٧م/ثا .
	داخل السيارة وهي مغلقة	٤٨	السيارة تقف مسايرة لحركة الرياح . بداخل
	داخل السيارة وهي مفتوحة النوافذ	٣٨	السيارة شخص واحد . اجري القياس في قرية الكافات - محافظة حماه في سورية .

وعندما تكون السيارة في حالة الحركة فإن درجة حرارتها الداخلية تقل عما لو كانت واقفة ، نتيجة حدوث تبادل لهوائها الداخلي مع الهواء الخارجي - حتى لو كانت مغلقة - عبر منافذ الهواء الموجودة على محيط أبواب السيارة ونوافذها . وكلما ازدادت السرعة تدنت درجة الحرارة الداخلية أكثر ، ولكنها تبقى عموماً أعلى من درجة حرارة هواء الطريق الذي تسلكه . والجدول التالي (٣٠) يبين زيادة درجة

الحرارة (م°) في سيارة متحركة قياساً بالهواء الخارجي

جدول رقم (٣٠)

السرعة (كم / ساعة)		٠	٢٠	٤٠	٦٠	٨٠
سيارة سوداء	مغلقة	١٤,٠	١٢,٥	١٢,١	١١,٩	١١,٣
	مفتوحة النوافذ	٩,٢	٧,٩	٦,٨	٦,١	٥,٤
سيارة بيضاء	مغلقة	٧,٣	٦,٦	٦,٠	٥,٧	٥,٦
	مفتوحة النوافذ	٤,٤	٣,٩	٣,٥	٣,٦	٣,٥

وأما بالنسبة للقياسات التي أجراها المؤلف في شهر آب عام ١٩٩٠ في السيارة الفضية اللون ذات الحجم السابق ، وهي في حالة الحركة بسرعات مختلفة ، فأعطت درجات الحرارة المبينة في الجدول التالي (٣١) .

جدول رقم (٣١) يبين درجات الحرارة في داخل سيارة فضية اللون وهي تتحرك بسرعات مختلفة ، علماً أن درجة حرارة الهواء الخارجي كانت ٣٤,٥°م خلال فترة القياسات .

السرعة (كم/ساعة)		٠	٣٠	٦٠	٩٠
درجة الحرارة (م°)	السيارة مغلقة	٤٥	٤٤	٤٢	٤٠
	السيارة مفتوحة النوافذ	٤١	٤٠	٣٨,٥	٣٧

ويتضح مما تقدم أهمية اللون في التأثير على درجة الحرارة ضمن السيارة وهي في حالة الحركة ، كما في حالة الوقوف .

وتبدو أهمية عدد الركاب في داخل السيارة كبيرة بالنسبة لدرجة حرارتها ، بخاصة في فصل الشتاء ، حيث يصل الفارق بين درجة حرارة الوسط الخارجي

وداخل سيارة ركوب كبيرة (باص) لمحمل ٦٠ راكباً (٢٠ راكباً في حالة الوقوف) إلى أكثر من ١٠°م ، مع تدني الفارق عندما تكون السيارة في حالة الحركة ، والجدول التالي (٣٢) يوضح ذلك

جدول (٣٢) يبين درجات الحرارة داخل سيارة ركوب كبيرة (باص) لمحمل ٦٠ راكباً في فصلي الصيف والشتاء ، ودرجة الزيادة عن حرارة هواء الوسط الخارجي ، اعتماداً على القياسات التي أجريت في شهري آب وشباط عام ١٩٩٠ في مدينة دمشق .

زمن القياس		السيارة ساكنة		الحركة بسرعة ٥٠كم/سا		ملاحظات عامة
		مغلقة	مفتوحة	مغلقة	مفتوحة	
شهر آب	درجة حرارة السيارة (م°)	٤٧,٤	٤٠,٢	٤٣,٨	٣٨	الجو الخارجي ساكن . درجة الحرارة في الظل خارج السيارة ٣٥°م
	زيادة درجة الحرارة (م°)	١٢,٤	٥,٢	٨,٨	٣	
شباط	درجة حرارة السيارة (م°)	٢٠,٥	١٧,١	١٨,٠	١١,٦	الجو الخارجي ساكن . درجة الحرارة في الظل خارج السيارة ٨°م
	زيادة درجة الحرارة (م°)	١٢,٥	٩,١	١٠,٠	٣,٦	

الفصل التاسع

مناخ المحميات الريحية

Climate of windiness Shelters

نتيجة التأثير الكبير للرياح على نمو النبات وتطوره ، وبالتالي إنتاجيته ، فقد قام المزارعون منذ زمن طويل بحماية محاصيلهم الزراعية من تأثيرات الرياح السلبية بإقامتهم حواجز في مواجهة الرياح السائدة تخفف من سرعتها إلى حد كبير يصل أحياناً إلى درجة توقفها خلف الحاجز مباشرة . وقد عرفت تلك الحواجز التي غالباً ما تتخذ شكل حزم من نباتات طويلة ، أو أشجار باسقة ، أو شجيرات ، باسم مصدات الرياح (Windbreaks) ، أو أحزمة الوقاية من الرياح (Shelter belts) ، وقد تكون تلك المصدات عبارة عن جدران من الحجارة أو الاسمنت . . . وما شابه ذلك . ويترتب على إقامة المصدات الريحية حدوث تعديل في البيئة المحلية ، وتغير في المناخ المحلي في منطقة المصد ، والمجال الواقع تحت تأثيره بحيث يتولد عن ذلك مناخ أصغري متميز .

ولم تتوقف إقامة المصدات الريحية على حماية النباتات من الرياح الشديدة ، وإنما استخدمت أنواع من المصدات لتوفير الراحة والحماية للحيوانات من الرياح الشديدة سواء أكانت شديدة البرودة أم حارة ، لكونها تؤذي الحيوان بتجمده - إن كانت باردة - أو تسبب له التجفاف إن كانت شديدة الحرارة ، بجانب آثار الضغط

الميكانيكي على الحيوان . كما تتعرض النباتات إلى الضرر خلال البرودة الزائدة ، أو الحرارة المرتفعة ، والتجفاف ، والأضرار الميكانيكية المباشرة . ويمكن لمصدات الرياح أن تُخفض من تلك الاجهادات على النباتات - وكذلك الحيوانات - موفر بيئة جديدة في ظل الحاجز (المنطقة المحمية) يتحقق فيها نمو جيد للنبات ، وتتوفر فيها الراحة للحيوان .

وعلى الرغم من انخفاض الانتاج الزراعي للمحاصيل القريبة جداً من المصد الريحي التي لا تبتعد عنه أكثر من ارتفاع المصد ، لوقوع النباتات في الظل ولمشاركة المصدات الشجرية للنباتات المحصولية في غذائها ومائها . إلا أن المنطقة المحمية الواقعة على بعد من المصد يعادل ٥ - ١٥ ضعف ارتفاع المصد تشهد تزايداً ملحوظاً في انتاجيتها[1] . وبصورة عامة فإن المردود الصافي لوحدة المساحة في المنطقة المحمية بالمصدات الريحية يزيد عما هو عليه الحال في الحقول المجاورة غير المحمية . وإذا ما أخذت قيمة المنتجات الخشبية لأشجار المصدات لازدادت الإنتاجية الكلية للحقول المحمية .

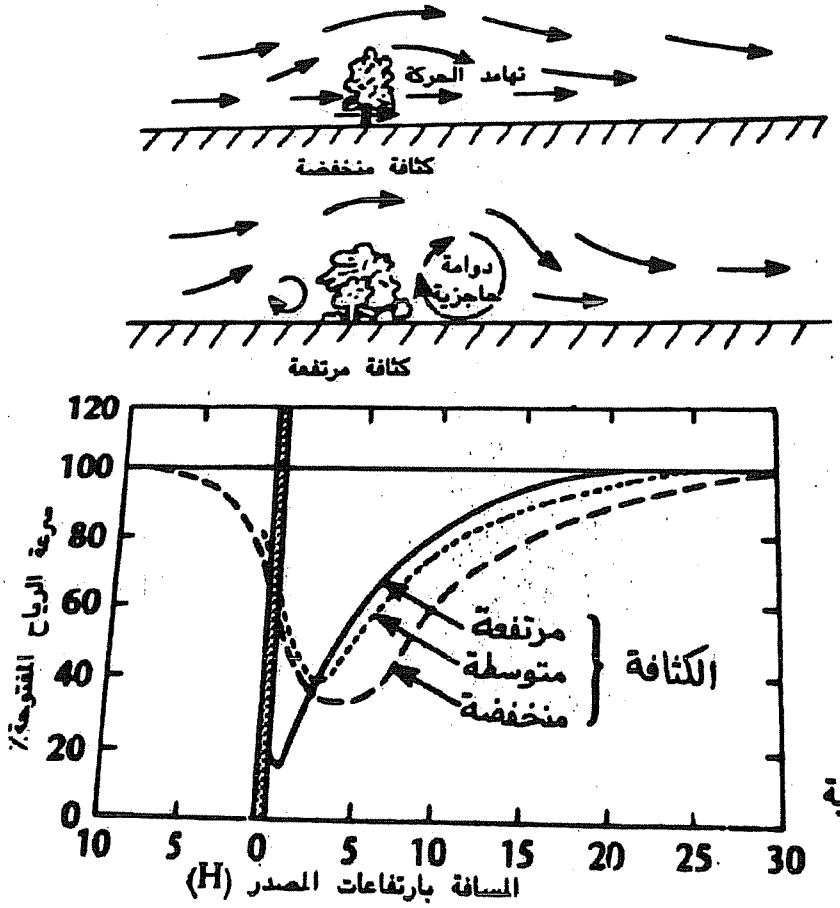
وفيما يلي عرض لأهم جوانب المناخ الأصغري في المناطق المحمية بالمصدات الريحية :

الريـــاح:

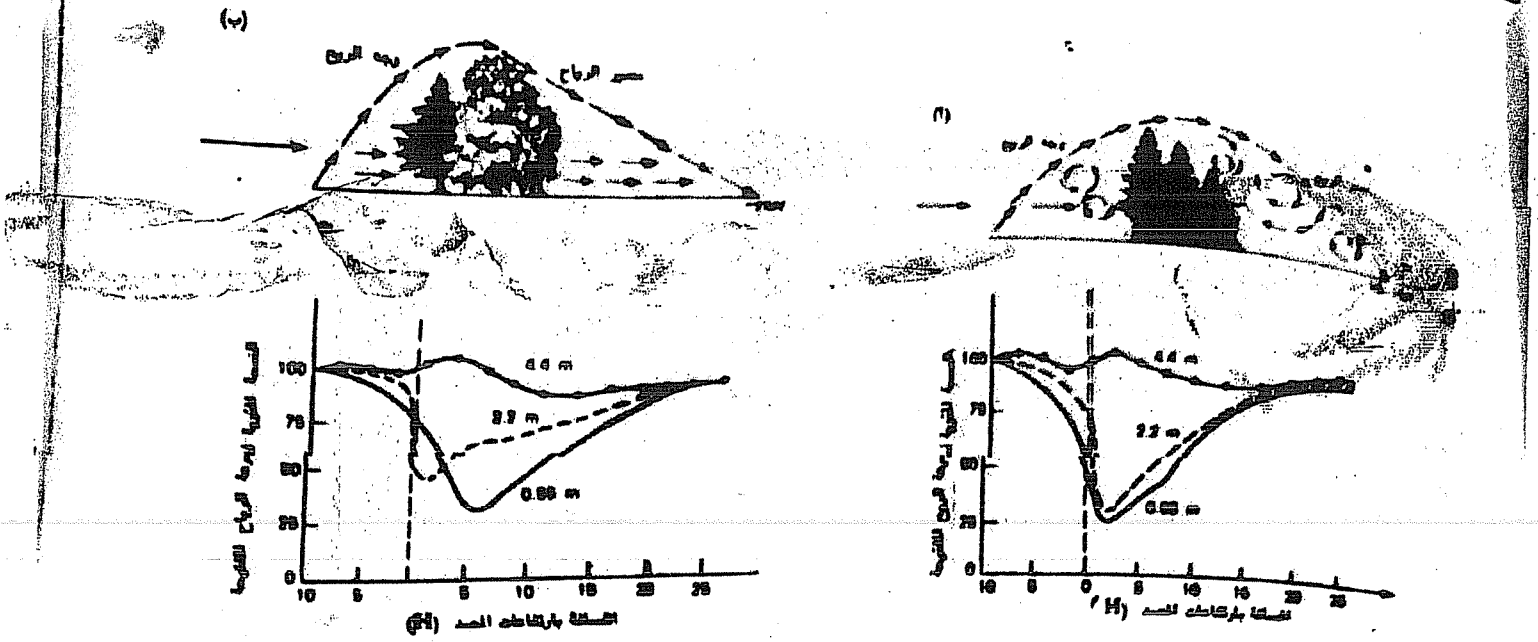
إن الغرض الرئيسي من إقامة مصدات الرياح خفض شدة الرياح في المنطقة المحمية إلى الدرجة التي لا تؤثر فيها سلبياً على المحصول الزراعي . وتختلف فاعلية المصدات تبعاً لارتفاع المصد ، واتساعه ، ومدى نفاذيته ، وامتداده (طوله) . فكلما كان ارتفاع المصد أكبر كان تأثيره المسافي أكبر ، حيث توجد علاقة بين ارتفاع المصد والمسافة الأفقية التي يعمل فيها المصد على خفض سرعة الرياح ، حيث أشار

(1) Oke, T.R; op. cit, p.218

العديد من الدراسات إلى أن التأثير الأفقي للمصد يصل إلى ٣٠ مرة ضعف ارتفاعه وقد يبلغ ٤٠ مرة ـ شكل (٩٦) ـ . إما ما يتعلق بدور كثافة المصد ودرجة نفاذيته ؛ فالحاجز المصدي الكثيف يحمي بشكل فعال منطقة يعادل امتدادها الأفقي ١٠ ـ ١٥ مرة ضعف ارتفاع المصد ـ شكل (٩٧ ـ أ) ـ . ومع تزايد نفاذية المصد إلى أن تبلغ حوالي ٥٠٪ فإن فعاليته تزداد إلى أن تصل ٢٠ ـ ٣٠ مرة ضعف ارتفاعه ـ شكل (٩٧ ـ ب) . ومما يترتب على تزايد النفاذية السماح للرياح بالنفاذ ضمن المصد ، مما ينجم عنه منع تشكل حركات اضطرابية ودوامات هوائية خلف المصد مباشرة ، مثلما يحدث خلف المصدات الكثيفة ـ قارن بين الشكلين السابقين (٩٧ ـ أ ، ب) ـ . وكلما كان المصد أكثر امتداداً ، انتظم ، واستقر في تأثيره ، أما إذا كان المصد قليل الامتداد ، أو إذا وجدت فيه فجوات كبيرة ، فستزداد عندئذ الحركات الدفقية للهواء ، بحيث تتجاوز سرعة الرياح في الفجوات ما هي عليه في المناطق المفتوحة مما يترتب على ذلك حدوث أضرار في النباتات في مناطق الفجوات .



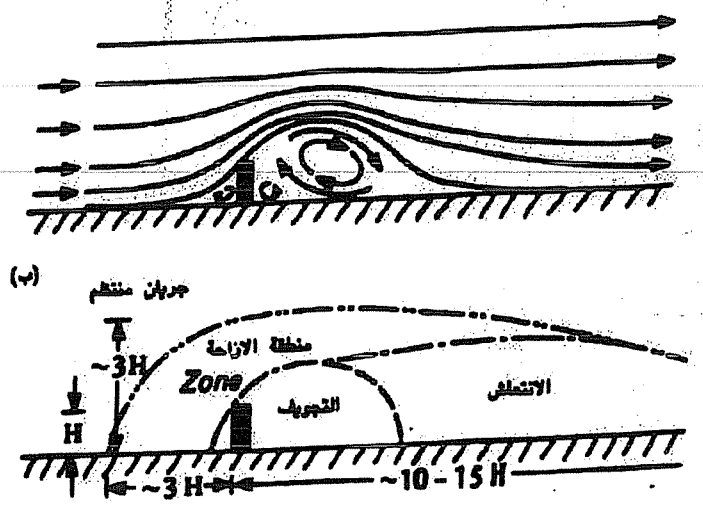
الشكل (96) تناقص سرعة الرياح بفعل مصدات ريحية مختلفة الكثافة .



الشكل (97) شكل الجريان الهوائي ، ودرجة انقاص سرعة الرياح في نموذجين من المصدات :
(أ) ـ مصد كثيف . (ب) ـ مصد نافذ نسبياً للهواء (نفانية 50%) .

واستناداً إلى تأثير المصد الكثيف ـ كأن يكون حاجزاً صلباً ـ على الرياح ، يقسم مجال فعاليته إلى ثلاثة مناطق ـ شكل (٩٨) ـ .

أ ـ منطقة الإزاحة (Displacement zone) ؛ وهي تمثل مجال الإزاحة الريحية التي تبدأ قبل بلوغ الرياح جسم المصد بحوالي ٣ أضعاف ارتفاع المصد ، ويصل امتدادها الرأسي إلى حوالي ضعفي ارتفاع المصد ، حيث تأخذ الرياح بالتقارب فوق المصد ، وكذلك بالتسارع بشكل ملحوظ ، وتتناقص سماكتها مع تزايد تسارع الرياح مع وجهة الرياح بالابتعاد عن المصد .

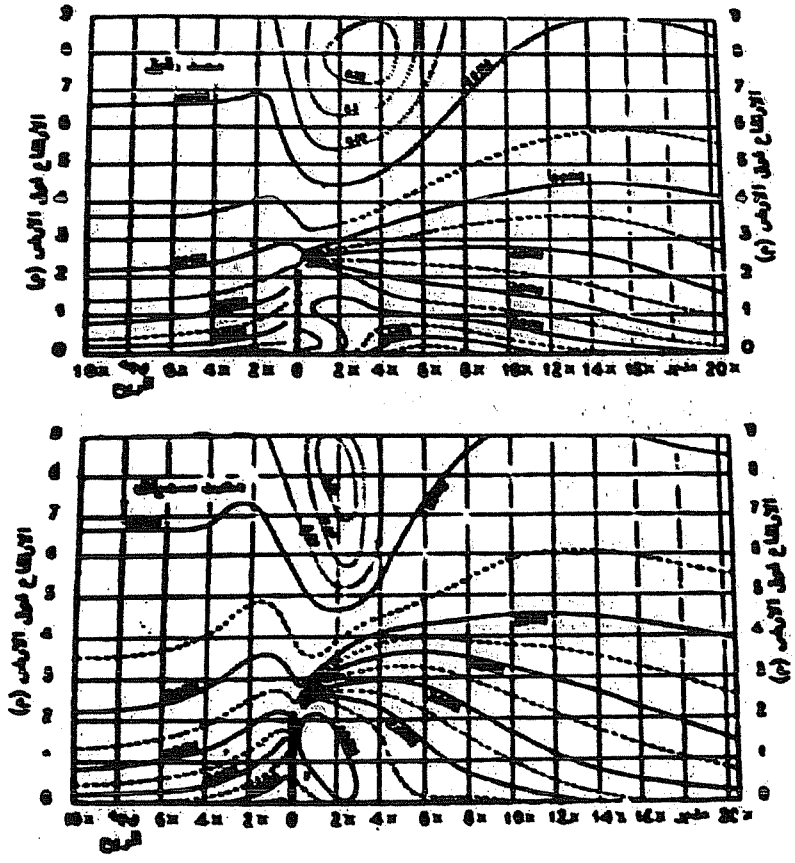


الشكل (98) المناطق الريحية الناتجة عن مصد كثيف .

ب - منطقة التجويف (Cavity Zone) : وهي المنطقة المحمية الواقعة خلف المصد مباشرة ، التي لا يزيد امتدادها الافقي على عشرة أضعاف ارتفاع المصد . ويكون الضغط فيها منخفضاً ، والحركات الهوائية الأفقية شبه معدومة - حتى لتعرف بمنطقة الركود - ، إلا أنها تتصف بكثرة الحركات الهوائية الدورانية أو الدوامية

جـ - منطقة الانتعاش (Wake Zone) : وهي المنطقة التي تقع خلف المصد ، بدءاً من نهاية منطقة التجويف ، حيث تأخذ الرياح بالانتعاش من جديد وبشكل مطرد إلى الحد النهائي لفعالية تاثير المصد على بعد حوالي ٢٥ - ٣٠ مرة ضعف ارتفاع المصد .

ونتيجة لما يطرأ على الرياح من تغيرات في اتجاهها وسرعتها عند اجتيازها المصد وخلفه ، تفقد الرياح شكل مسارها الانسيابي ، لتأخذ شكلاً موجياً واضحاً فوق مجال تأثير المصد السطحي على علو يبلغ ٢ - ٣ أضعاف ارتفاع المصد ، كما هو موضح في الشكل التالي (٩٩) الذي يوضح مسار خطوط تساوي سرعة الرياح

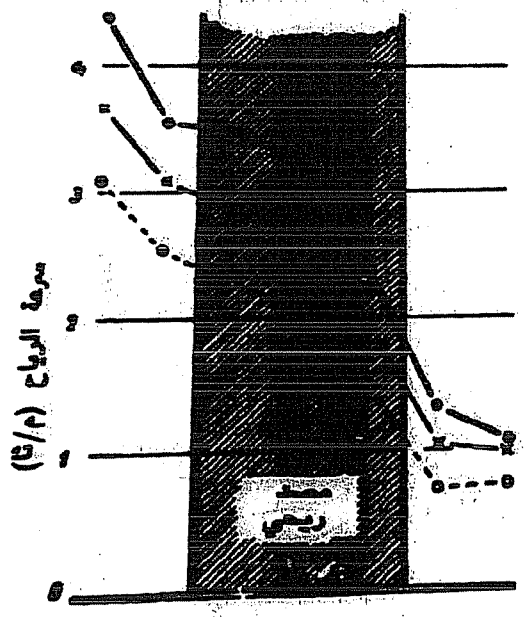


الشكل (99) خطوط تساوي سرعات الرياح في المجال السطحي والعلوي الخاضع لتأثير المصد ، في نمطين من المصدات مختلفة الكثافة ، احدهما رقيق قليل الكثافة ، والآخر سميك كثيف .

(Hemmendorf) في المجال الخاضع لتأثير نوعين من المصدات الريحية مختلفي الكثافة[1] .

ولانخفاض سرعة الرياح بشكل أمثل ، يجب أن يكون المصد الريحي على درجة من النفوذية قرب سطح الأرض ، حيث تكون سرعة الرياح على أخفضها . وفي الحقيقة ، فإن كثافة المصد يجب أن تزداد مع الارتفاع عن سطح الأرض بشكل يتناسب لوغارتمياً مع المقطع الشاقولي لسرعة الرياح .

وفي منطقة المصد نفسها ، تنخفض سرعة الرياح إلى أقل من ربع ما كانت عليه قبل ولوجها مجال منطقة المصد ، وهذا ما اشارت إليه الدراسة التي نشرها ناجلي «W Nagli» في عام ١٩٤٦ عن فعالية مصدات الرياح في وادي الرون ، وذلك بالنسبة لمصد ارتفاعه ٢٠ متراً ، واتساعه ٧٥ متراً . شكل (١٠٠) .



الشكل (100) تغير سرعة الرياح ضمن اشجار مصد ريحي ارتفاعها 20م .

- الرطوبة الأرضية :

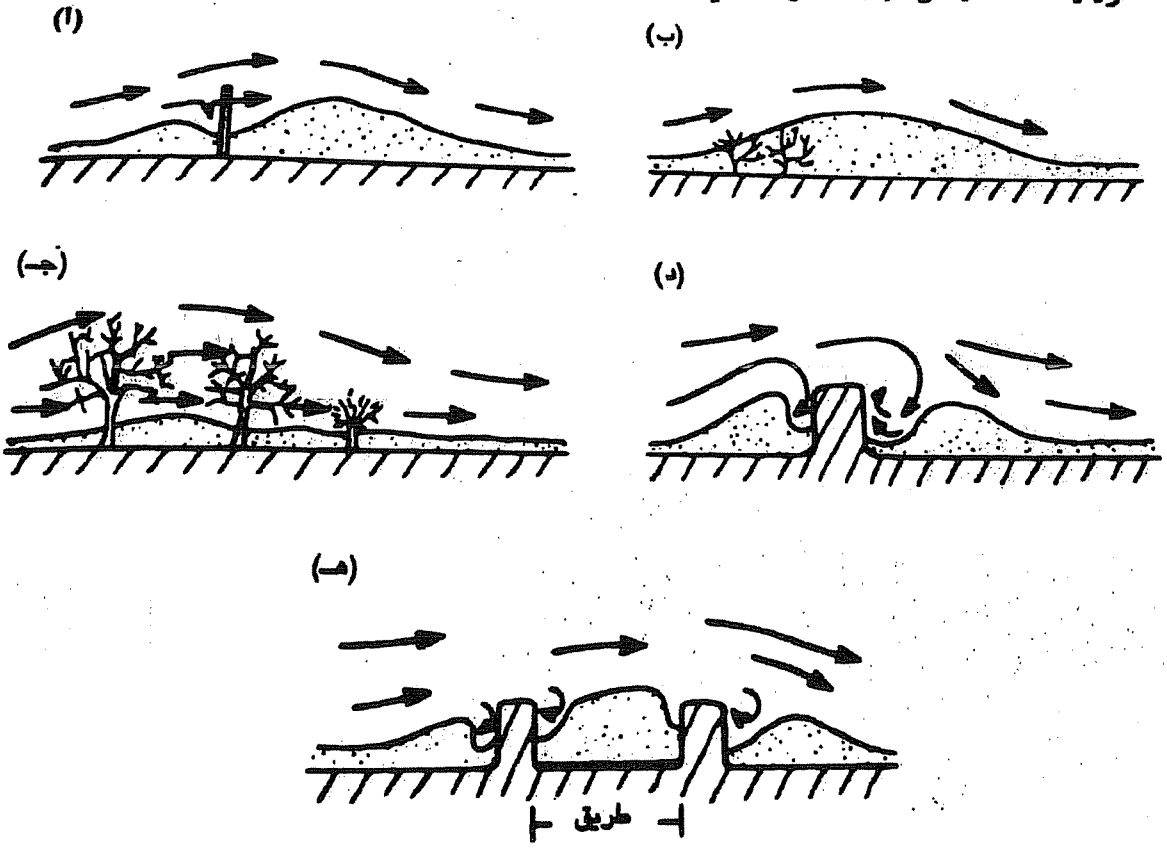
يظن الكثيرون أن التأثير الرئيسي لمصدات الرياح على نمو النبات يتمثل بشكل خاص في ظروف الأراضي الجافة ، لما لتلك المصدات من دور في إعادة توزيع ماء

(1) Geiger, R; Op.cit, p.501.

التربة وحفظه وفي العروض الشمالية - من نصف الكرة الشمالي - تعمل مصدات الرياح على خلق توزيع غير منتظم للثلج ، بحيث تزيد من تراكمه خلف المصدات في الأماكن المحمية ، وكذلك بين خطوط الأحزمة للمصد ، لما تحمله الرياح الهابة من ثلوج ذرتها - شكل (١٠١) - ، وهذا ما يزيد من إمداد التربة بالماء عند ذوبان الثلج مع ارتفاع درجة الحرارة في الربيع . كما يترتب على انخفاض سرعة الرياح في المنطقة المحمية بالمصد نقص في معدل التبخر ، مما يبقي على مخزون التربة من الرطوبة مرتفعاً . وبالرجوع إلى معادلات «بنهان penman ، وفان باغل Van Bavel . وغيرهما» يتبين التأثر المباشر للتبخر بسرعة الرياح .

- درجة الحرارة :

تنخفض نسبة الإشعاع الشمسي والصافي في المنطقة المظللة بالمصدات الريحية ، مما يخلق تبايناً حرارياً في المنطقة المحمية بالرياح ما بين الأجزاء الظليلة ،



الشكل (101) مدى تراكم الثلوج الناتج عن وجود مصدات ريحية مختلفة النوعية والكثافة .

٢٥	٢٣,١	٢٤,٦	+١,٥
١ أيلول	٢٠,٢	٢٢,٦	+٢,٤
٢	٢٣,٤	٢٥,٣	+١,٩
٣	٢٢,٧	٢٥,٧	+٣,٠
٤	٢٤,١	٢٦,٩	+٢,٨
٥	١٨,٤	١٨,٥	+٠,١

- الرطوبة الجوية :

يزداد ضغط بخار الماء ، وكذلك الرطوبة المطلقة في المنطقة المحمية بالمصدات ، وهذا مرده إلى أن بخار الماء الناتج من التبخر والنتح لا ينقل بعيداً عن مصدره (سطح التبخر) مثلما يحدث في الحقول غير المحمية . فضغط بخار الماء يبقى أكبر خلال الليل في المنطقة المحمية - وكذلك في ساعات النهار - ما عدا الفترات من الليل التي يحدث فيها تشكل الندى وترسبه على الأسطح المشعة (النبات وسطح الأرض) . أما الرطوبة النسبية ، فتكون في ساعات النهار أكبر عادة في المنطقة المحمية من غيرها ، رغم التأثير المعاكس لدرجة الحرارة المتزايدة ، وللرطوبة المطلقة . وفي الليل فإن الرطوبة النسبية في الحمى أكبر بشكل ملحوظ بسبب انخفاض درجة الحرارة أكثر .

ويبين الجدول التالي (٣٤) المتوسط النهاري (الساعة ٦٠٠ - ١٨٠٠) لضغط بخار الماء والرطوبة النسبية عند ارتفاع ٥٠ سم في حقل شوندر محمي بمصد ريحي من نباتات الذرة (Corn) في سكوتسبلوف Scottsbluff (نبراسكا الأمريكية) عام ١٩٦٦ .

جدول رقم (٤٣)

التاريخ	ضغط بخار الماء (مب)			الرطوبة النسبية (٪)		
	حقل مفتوح	حقل محمي بحصد	الفرق	حقل مفتوح	حقل محمي بحصد	الفرق
١٠ اب	٢٠,٦	٢٥,٠	+٤,٤	٧٧	٩٢	+١٥
١١	٢١,٣	٢٣,٨	+٢,٥	٧٩	٨٢	+٣
١٤	١٢,٣	١٣,٢	+٠,٩	٥٤	٦٠	+٦
١٥	١٦,٧	١٩,٩	+٣,٢	٦٥	٧٦	+١١
١٦	٢٤,٣	٢٦,٢	+١,٩	٧٦	٧٤	-٢
١٧	١٨,٢	٢٤,٩	+٦,٧	٥٢	٥٧	+٥
١٨	٢٠,٣	٢٦,٣	+٦,٠	٦٦	٦٩	+٣
٢٥	٢٠,٦	٢٣,٠	+٢,٤	٧٣	٧٤	+١
١ ايلول	٢٠,٤	٢٤,٢	+٣,٨	٨٦	٨٨	+٢
٢	٢٢,٥	٢٨,٠	+٦,٠	٧٨	٨٧	+٩
٣	١٥,٦	٢١,٦	+٦,٠	٥٧	٦٥	+٨
٤	٢١,٢	٢٦,٢	+٥,٠	٧١	٧٤	+٣
٥	١٢,٥	١٣,٦	+١,١	٥٩	٦٤	+٥

- تركيز ثاني أوكسيد الكربون (CO_2) :

إن الدراسات التي تناولت تأثير مصدات الرياح على تركيز CO_2 قليلة جداً . ففي عام ١٩٧٠ أشار ليمون «E.Lemon» إلى أن معدل التمثيل اليخضوري في حقل زراعي يتناقص عند سرعات رياح منخفضة ، بسبب النقص في كمية CO_2 في الهواء المحيط بالأوراق . فمعدل التمثيل اليخضوري في الأوراق الفردية وفي التجمعات النباتية يعتمد مباشرة على تركيز ثاني أوكسيد الكربون (CO_2) بين ٢٠٠ - ٥٠٠ جزء من مليون ، فإذا ما أنقصت مصدات الرياح من مخزون CO_2 بسبب النقص في حركة الهواء ، فإن معدل التمثيل اليخضوري في المحاصيل المحمية بالمصدات يمكن أن يتأثر بشكل معكوس .

ولقد كشفت الدراسة التي أجراها كل من براون وروسنبرغ «K.W,Brown & N.J, Rosenberg» عام ١٩٧٢ عن تزايد تركيز CO_2 خلال الليل في حقل شوندر سكري محمي بمصد ريحي ، بمعدل زيادة ٣,٥ جزء من مليون نتيجة نشاط عملية التنفس ، بينما كان هناك نقص في التركيز خلال النهار بمعدل جزء واحد من مليون بفعل نشاط عملية التمثيل اليخضوري . ويبدو أن تركيز CO_2 خلال الليل يتحسس بسرعة الرياح ، فكلما تدنت سرعة الرياح ازداد تركيز CO_2 الذي يبدو أكثر ما يكون في حال سيطرة الهدوء[1] .

(1) Rosenberg, N.J; Op.cit, p.250.

ملحق : أهم المصطلحات العلمية الواردة في الكتاب

- عاكسية Albedo .....

نسبة كمية الأشعة المنعكسة على جسم ما إلى الكمية الساقطة عليه .

- الهواء المحيط Ambient Air .....

هواء الوسط المحيط ، أو المكتنف جسم ما .

- سقوط الندى Dewfall .....

تكاثف بخار الماء في الهواء الملامس للسطوح المشعة ليلاً على شكل قطيرات صغيرة من الماء تترسب على تلك السطوح .

- درجة الحرارة الكامنة Potential Temperature .....

درجة حرارة طرد من الهواء الجاف اكتسبت اديباتياً (بشكل كظوم) بانتقاله من موضعه الأولي إلى ضغط قياسي مقداره 1000 كيلو باسكال . ويمكن حساب درجة الحرارة الكامنة من العلاقة التالية :

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\kappa}$$

حيث Θ = درجة الحرارة الكامنة T = درجة الحرارة (كل°)

P = الضغط (مب) R = ثابت الغاز للهواء الجاف C_p = الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت .

- الحرارة المحسوسة Sinsible Heat .....

الطاقة الحرارية الممكن أن نحس بها ، والتي تقيسها موازين درجة الحرارة .

- عامل رؤية (منظر) السماء Sky View Factor .....

نسبة كمية رؤية السماء فعلياً من نقطة معينة على سطح الأرض إلى الرؤية الممكنة .

- الضبخان Smog .....

خليط من الدخان والضباب

- مستوى الازاحة صفر Zero Plane Displacement .....

مستوى الازاحة صفر ، أو إزاحة مستوى الصفر ؛

هو المستوى الذي يحدث فيه الانزياح في حركة الرياح المتحركة فوق سطوح خشنة ، بسبب احتكاكها مع تلك السطوح . ولذا فإن الانزياح يكون معدوماً عند سطح الماء ، ليبرز مع ازدياد ارتفاع البروزات الخشنة فوق السطح - كغطاء نباتي .. أو حجارة - . ويمكن أن يحسب مقدار الازاحة من العلاقة التالية :

$$d = \frac{2}{3} h$$

حيث d = الازاحة

h = ارتفاع النباتات الواقفة أو غيرها من البروزات

المراجع

- أدهم سقاف «المناخ والأرصاد الجوية» . جامعة حلب ، 1981 .
- عادل عبد السلام «الأقاليم الجغرافية السورية» . جامعة دمشق ، 1990 .
- علي شلش ، أحمد حديد ، ماجدولي «جغرافية الأقاليم المناخية» . جامعة بغداد ، 1978 .
- علي موسى «السحب» . سلسلة العلم والحياة ، كتاب 2 ، دار الفكر ، دمشق ، 1989 .
- علي موسى «العواصف والأعاصير» . سلسلة العلم والحياة ، كتاب 4 ، دار الفكر ، دمشق ، 1989 .
- علي موسى «المناخ والأرصاد الجوية» . جامعة دمشق ، 1990 .
- علي موسى «التلوث الجوي» . دار الفكر ، دمشق ، 1990 .
- يوسف عبد المجيد فايد «مدخل إلى دراسة المناخ التفصيلي» . حوليات كلية الآداب ، جامعة القاهرة ، مجلد 25 ، الجزء الثاني ، كانون الأول ، 1963 ، ص 53-39 .

- Ayoade, J.O; «Introduction to Climatology for the Tropic». John Wiley & Sons, New York, 1983.
- Brown, K.W & Rosenberg, N.J; «Shelter Effects on Microclimate, Growth and water use by Irrigated Sugar Beets in the Great Plains». Agr. Meteorol, 9,1972, pp. 241-263.
- Chandler, J.J; «The Climate of London». Hutchinson, London, 1965.
- Changnon, S.A; «Recent Studies of Urban effects on precipitation in the United States. in: Urban Climates». Technical Not, No, 108, W.M.O, 1970, pp.325-341.
- Flohn, H; «Local wind Systems». General Climatology, 2,Elsnier publishing Company, Amstrdam, 1969, pp.139-169.
- Geiger, R; «The Climate Near the Ground». Harvard University press, Cambridge, 1966.
- Geiger, R; «Topclimates». General Climatology, 2, Elsvier publishing company, Amstrdam, 1969, pp. 105-136.
- Griffiths, J.F; «Applied Climatology: An Introduction». Oxford University press, London, 1967.

– Haltiner, G.J & Martin, F.L. «Dynamical and Physical Meteorology» McGraw Hill Book Company, New york, 1957
– Holton, J.R. «An introduction to Dynamic Meteorology» Academic Press Inc. Orlando, 1979
– Landsberg, H.E. «Physical Climatology» Gray printing Co. Dubois, pennsylvania 1980
– Lockood, J.G. «Causes of Climates» E.Arnold. London, 1979
– Maire, R. «Elements de Climatologie physique» Spelunca, Special, No.3, 1980.
– Mieess, M. «The Climate of Cities» pp 91 – 113 in., Nature in Cities» John Wiley & Sons, New york, 1979.
– Oke, J.R. «Boundary Layer Climates». Methuen & Co Lted, London, 1978.
– Oke, J.R. «City Size and Urban Heat Islands» Atmos Environ, 7, 1973, pp 769 – 779
– Riehle, H. «Introduction to the Atmosphere» Mc Grow – Hill Book Company, New york, 1978
– Rosenberg, N.J. «Microclimate: The Biological Environment». John Wiley & Sons, New york, 1974.
– Smith, K. «Principles of Applied Climatology». John Wiley & Sons, New york, 1975.
– Strahler, A.N & Strahler, A.H. «Geography and Man's Evironment». John Wiley & Sons, New york, 1977.
– Sutton, O.G. «Micrometeorology». Mc Graw–Hill, New york, 1953.
– Weaver, J.E & Clements, E.S. «Plant Ecology, Mc Graw–Hill, New york, 1957.
– W.M.O. «The planetary Boundary Layer». Technical Note, No.165. Geneva, 1979.

فهرس الأشكال

الشكل (1) البنية الشاقولية للغلاف الجوي ١١

الشكل (2) حركة الهواء الاضطرابية والصفائحية قرب السطح ١٢

الشكل (3) منحنى درجة حرارة الهواء وسرعة الرياح في الطبقة الحدية الصفائحية المجاورة لجلد الإنسان ١٦

الشكل (4) العلاقة بين السرعة الراسية للهواء وتذبذبات درجة الحرارة ، وتدفق الحرارة المحسوسة ١٧

الشكل (5) العلاقة بين تبادل الطاقة السطحية والنظام السطحي لدرجة الحرارة اليومية ١٨

الشكل (6) الدورة اليومية العامة لدرجة حرارة الهواء عند ثلاث ارتفاعات مختلفة في الجو ، في يوم صحو ١٩

الشكل (7أ) بنية التروبوسفير الادنى الحرارية خلال فترة من الطقس اللطيف . يمثل الخط المتصل عمق أو سماكة الطبقة المختلطة ٢١

الشكل (7ب) مخطط يبين مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة الكامنة وسرعة الرياح والرطوبة النوعية في الطبقة الارضية الحدية الحملانية ـ لاحظ الغراديان القوي في الطبقة السطحية وطبقة الانقلاب والمقاطع المنبسطة في الطبقة المختلطة ٢٢

الشكل (8) عدة مقاطع لمتوسط درجة الحرارة الساعية فوق ارض مغطاة بنبات الحلفا في أيام مختارة من عام 1967عند بلدة ميد في ولاية نبراسكا الأمريكية ٢٣

الشكل (9) الاختلاف اليومي لضغط بخار الماء عند بلدة كيكبورن (المانيا) في أيام شهر تموز الصحوة ٢٦

الشكل (10) مقطعين شاقوليين لتركيز بخار الماء قرب سطح الأرض ٢٨

الشكل (11) النمط اليومي لمحتوى الرطوبة النسبية وضغط بخار الماء في الارتفاعات القريبة من السطح ٢٩
الشكل (12) المنحنى الشاقولي للمتوسط اليومي لضغط بخار الماء والرطوبة النسبية في الارتفاعات القريبة من السطح ٢٩
الشكل (13) التباين اليومي في سرعة الرياح في كيكبوين (المانيا) عند ارتفاعات مختلفة فوق الأرض ٣٠
الشكل (14) البنية غير المنتظمة للرياح فوق سطح الأرض ٣٢
الشكل (15) الناقلية الحرارية في ثلاثة نماذج من التربة ، حسب كمية الرطوبة (أ) وتوتر الرطوبة (ب) ٣٦
الشكل (16) العلاقة بين كمية رطوبة التربة و(أ) الناقلية الحرارية للتربة و(ب) الانتشار الحراري للتربة لبعض انواع الترب ٣٧
الشكل (17) المعدل الساعي لدرجة حرارة نموذجين من التربة ، إحداهما عارية جرداء ، والأخرى مغطاة بنبات مرجي في شهري تشرين الثاني وتموز ، عند أعماق مختلفة ٣٩
الشكل (18) مقاطع شاقولية في التربة في يوم صيفي نموذجي عند بلدة ارغوني في ولاية ايلليوى الامريكية (يوم 27تموز عام 1955) ٤٠
الشكل (19) الدورة العامة لدرجة حرارة التربة عند أعماق مختلفة : (أ) يومية ، (ب) سنوية ٤١
الشكل (20) درجة الحرارة عند عمق 2,5سم (أ) ، وعمق 7,6سم (ب)، باستخدام التقشيش وعدم استخدامه في يوم صاح ، وسطح تربة جاف ٤٣
الشكل (21) درجة حرارة التربة عند عمقين بوجود غطاء حماية وبدونه ، ودرجة حرارة الهواء ، حيث سخنت التربة بـ 108واط/م٢ ..... ٤٤
الشكل (22) التباين اليومي في درجات حرارة التربة عند أعماق 5 ، 10 ، 30و 50سم ، في حال ريها وعدم ريها ٤٦
الشكل (23) العلاقة بين توتر رطوبة التربة ، وكمية رطوبة التربة في ترب ذات نسيج متنوع .....
الشكل (24) مقاطع شاقولية لكمية رطوبة التربة وتوتر رطوبة التربة في تربة لومية رملية خلال فترة جافة ٤٧

الشكل (25) مركبات موازنة الطاقة وسرعة الرياح عند سطح صحراوي جاف في 10-11حزيران عام 1950عند خط عرض 35شمالاً في ولاية كاليفورنيا ٥٠
الشكل (26) مقاطع نموذجية شاقولية لمتوسط درجة الحرارة قرب سطح تقاطع التربة مع الغلاف الجوي في أثناء طقس لطيف ٥٣
الشكل (27) المنحنى الشاقولي لضغط بخار الماء في منتصف النهار فوق سطح صحراء خفانية في ولاية اوريغون الامريكية ٥٤
الشكل (28) مقاطع شاقولية نموذجية للإشعاع الشمسي خلال الثلج والجليد ٥٥
الشكل (29) منحنيات شاقولية ساعية لدرجات الحرارة في قبعة جليد جزيرة ديفون ٥٥
الشكل (30) التباين الشاقولي للفاقد والكسب الإشعاعي ، وصافي الإشعاع بكافة موجاته في الطبقة العليا من الثلج ٣٠
الشكل (31) منحنيات لدرجة الحرارة الليلية في داخل غطاء ثلجي حديث وفي التربة التي دونه ، عند هاملتون (اونتاريو بكندا) ٥٧
الشكل (32) تاثير الثلج وتبن القش على عمق نفاذية الصقيع (خط الحرارة المتساوي صفر درجة مئوية) عند هاملتون (اونتاريو بكندا) ٥٨
الشكل (33) منحنيات شاقولية يومية لدرجة الحرارة في المحيط الاطلسي المداري (قياسات اجريت في الفترة من 20حزيران إلى 2تموز عام 1969) ٦١
الشكل (34) مقاطع شاقولية لمتوسط سرعة الرياح ، ودرجة الحرارة الكامنة ، والرطوبة النوعية فوق المحيط الاطلسي المداري ٦٢
الشكل (35) حركة نسيم البر والبحر ٦٣
الشكل (36) العلاقة بين طول الموجة الإشعاعية ، والعاكسية ، والناقلية ، والماصية في ورقة خضراء : ٦٦
الشكل (37) كمية الأشعة الواردة (أ) وصافي الأشعة بكامل اطوالها الموجية (ب) في غطاء حشائشي ارتفاعه 0,2م في شهر حزيران ٦٩
الشكل (38) العلاقة بين عاكسية النباتات للأشعة وارتفاعها ٧٠
الشكل (39) مركبات موازنة الإشعاع في 30تموز عام 1971عند بلدة

مانادور في ولاية ساسكاتشوان الامريكية (50شمالاً) فوق 0.2م من
الصفائح في جو صحو ٧١
الشكل (40) النظام المائي الجوي الارضي في مجال نباتي ٧٢
الشكل (41) مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة ضمن حقل شعير شتوي
خلال فترة النمو قرب ميونيخ (المانيا) ٧٥
الشكل (42) مقاطع شاقولية لدرجة الحرارة فوق حقل زهور قرب
ميونيخ (المانيا) خلال فترة النمو ٧٦
الشكل (43) مقاطع شاقولية للرياح ضمن حقل شوندر سكري وفوقه . ٧٩
الشكل (44) مقاطع شاقولية لضغط بخار الماء فوق أرض جرداء .
واخرى مزروعة بالذرة وقصب السكر . ٨٠
الشكل (45) مقاطع شاقولية للرطوبة النسبية فوق أرض جرداء .
واخرى مزروعة بالذرة وقصب السكر . ٨١
الشكل (46) مقاطع شاقولية لتركيز Co_2ضمن حقل شعير وفوقه عند
روثامستد في انكلترا يوم ٢٣ تموز عام 1963) ٨١
الشكل (47) مقاطع شاقولية للمتوسطات الساعية للصفات المناخية
لغابة اشجار تنوب سيتكا Sitka Spruceعند فيترسو قرب ابريدين
بانكلترا (57شمالاً) في يوم مشمس من شهر تموز عام 1970 ، في
منتصف النهار ٨٢
الشكل (48) تناقص الضوء في غابة زان أحمر ذات أوراق كثيفة . ٨٣
الشكل (49) متوسط الحرارة الشهري لسطح تربة جرداء ومزروعة
عشباً وتحت الغابة . ٨٤
الشكل (50) خطوط القيم المتساوية للرطوبة النسبية في مزرعة شربين
حديثة قرب ميونيخ (المانيا) . ٨٦
الشكل (51) خطوط القيم المتساوية لضغط بخار الماء (مم زئبق) في
مزرعة شربين حديثة قرب ميونيخ (المانيا) . ٨٧
الشكل (52) مقاطع شاقولية للرياح في غابة صنوبرية . ٨٩
53) خسارة الاعتراض المطري في عدة نماذج من الغابات الشجرية في
انكلترا ٩٠
الشكل (54) مخطط يمثل الزاوية (هـ) المحصورة بين السطح والحزمة

الإشعاعية المباشرة (أ) ومخطط لقانون التجب للإضاءة (ب) ٩٥
الشكل (55) التباين اليومي في الإشعاع الشمسي المباشر الساقط على
اسطح ذات زوايا انحدار ومعارض مختلفة عند عرض 40شمالاً في
الاعتداليين (أ) والانقلابين (ب ، جـ) ٩٧
الشكل (56) اجمالي الاشعة الشمسية المباشرة اليومية الساقطة على
منحدرات بزوايا ومعارض مختلفة عند عرض 45شمالاً في فترة
الاعتداليين ٥٦
الشكل (57) تاثير التشمس والحملان اليومي على تشكل الغيوم في
الجبال المدارية المنعزلة ١٠٠
الشكل (58) درجات الحرارة فوق سلسلة من عدة تلال ممتدة باتجاه
شمال جنوب ، في يوم مشمس ١٠٢
الشكل (59) تشكل بحيرات الهواء البارد في القيعان والاودية ١٠٣
الشكل (60) مقطع شاقولي لدرجة الحرارة وضغط بخار الماء في وادي
دافوس (المانيا) خلال الليل ١٠٤
الشكل (61) تشكل البحيرات الصقيعية وتطور تشكل الحزام الحراري
الشكل (62) اختلاف درجة الحرارة اليومية في يوم ربيعي جميل ، في
منطقة جبلية ١٠٥
الشكل (63) اختلاف درجة الحرارة الليلية عند خمسة ارتفاعات في وادٍ
في كاليفورنيا ١٠٥
الشكل (64) نسيم الوادي (أ) والجبل (ب) والرياح السفحية الهابطة
(جـ) ١٠٨
الشكل (65) التعديلات التي تطرأ على حركة الهواء في عدة حالات :
(أ) ـ تلال منعزلة ، (ب) وادي معترض لها . (جـ) وادي متوافق معها
متغير الاتساع . (د) سفح وادي اقيمت عليه بعض المنشآت ١١٠
الشكل (66) تشكل الأمواج الحاجزية والغيوم العدسية خلف حاجز
جبلي ١١٢
الشكل (67) مخطط يبين التباين في درجة للحرارة بين مقدمة السفح
المواجه للرياح والمعاكس لها الذي تسببه رياح الفوهن ١١٢
الشكل (68) درجة الحرارة والرطوبة في كهف ذو فتحة وحيدة ١١٥

الشكل (69) درجة نفاذية تذبذبات الحرارة اليومية فتغلل كهف كبير عنفي ١١٨
الشكل (70) معدل توزع تركيز الدخان في لندن من نيسان 1957 إلى آذار 1960 (مغ/100م³) ١٢٩
الشكل (71) معدل تركيز SO_2 في برلين الغربية في الشتاء (مغ/م³) (أ) يوم سادت فيه رياح شرقية بسرعة 1.5-3م/ثا . (ب) يوم سادت فيه رياح غربية بسرعة 1.5-3م/ثا . (جـ) يوم سادت فيه رياح غربية بسرعة 4م/ثا ١٣٠
الشكل (72) معدل تركيز الملوث SO_2 (مغ/م³) في برلين الغربية (معدل 10 سنوات) في : (أ) فصل الشتاء (كانون أول - شباط) . و(ب) فصل الصيف (حزيران - آب) ١٣١
الشكل (73) مخطط يبين قبة الملوثات (أ) التي تغلف المدينة ضمن ظروف هدوء جوي ، و(ب) تحرك الملوثات بعيداً عن المدينة عند هبوب الرياح الإقليمية ١٣١
الشكل (74) التغير الزمني في تركيز الدخان (COH) في مونتريال : (أ) - تغيرات فصلية (ب) - تغيرات يومية ١٣٥
الشكل (75) توزع الإشعاع الوارد المباشر والمنتشر على أرض مستوية وفي الشوارع المحاطة بالأبنية عند ارتفاعات مختلفة ١٣٦
الشكل (76) مقطع لدرجة الحرارة الليلية عبر مدينة لندن في ليلة 11-12 تشرين الأول عام 1961 . ..... ١٣٧
الشكل (77) توزع درجات حرارة الهواء الصغرى في لندن في يوم 14 ايار عام 1959 . ..... ١٣٩
الشكل (78) درجة الحرارة لأسطح مختلفة ١٤٠
الشكل (79) توزع درجة الحرارة في مدينة فانكوفر الكندية في الساعة 2 من يوم 4 تموز عام 1972 في طقس صحو وسرعة رياح 2م/ثا تهب من الغرب ١٤١
الشكل (80) معدلات التبريد الساعية ، وشدة الجزيرة الحرارية في كل من (أ) مونتريال ، و(ب) فانكوفر ١٤٢
الشكل (81) معدل التغير الحراري في الريف والمدينة في يوم صيفي

هادىء قرب ادمنتون (البرتا الكندية) ١٤٣
الشكل (92) العلاقة بين شدة الجزيرة الحرارية وعدد السكان في عدد من المستوطنات الأمريكية والأوروبية ١٤٤
الشكل (93) التغير اليومي للرطوبة المطلقة في مدينة ادمنتون الكندية وريفها
الشكل (94) توزع ضغط بخار الماء (*10باسكال) في مدينة ليفربول البريطانية الساعة 23ر45دقيقة من يوم 23آب عام 1951في جو هادىء صحو ١٤٧
الشكل (95) الظروف التي ساعدت على تشكل الضبخان في مدينة دونورا الأمريكية يوم 26تشرين الأول عام 1948 . ..... ١٤٩
الشكل (96) مقاطع شاقولية لسرعة الرياح فوق المدينة وضواحيها ١٥٠
الشكل (97) تأثير البناء على سرعة الرياح وتوزع الضغط ١٥١
الشكل (98) النظام الريحي الذاتي الذي تخلقه المدينة بسبب تباين الحرارة بينها وبين ريفها ١٥٢
الشكل (99) نسبة الهطول الصيفي للمدينة إلى الريف في مدينة سانت لويس الأمريكية خلال الفترة 1949-1968 . ..... ١٥٤
الشكل (90) قيم التهطال في محطات مختارة من ولاية انديانا الأمريكية ، وعدد أيام السديم الدخاني في شيكاغو ١٥٥
الشكل (91) مخطط يمثل جو المدينة ، ويظهر فيه وجود طبقتين ١٥٦
الشكل (92) جزيرة مونتريال الحرارية في 7آذار عام 1968(الساعة 0070) مع رياح شمالية سرعتها 0,5م/ثاوسماء صاحية (أ) . ومقاطع شاقولية لدرجة الحرارة الكامنة عند مسافات مختلفة من مركز المدينة ١٥٦
الشكل (93) الاختلافات اليومية في الأشعة الواردة قصيرة الموجة (K) ودرجة حرارة الجدران الداخلية والخارجية (Text, Tint) ودرجة حرارة الهواء ، وذلك لجدران بمعارض مختلفة في بريتوريا بجنوب افريقيا (*25جنوباً) ١٦٢
الشكل (94) توازن الطاقة : (أ) في بيت بكامله ، و(ب) في غرفة في البيت ١٦٥
الشكل (95) تطبق درجة الحرارة داخل غرفة دون نوافذ بمصدر

تسخين ١٦٨
الشكل (96) تناقص سرعة الرياح بفعل مصدات ريحية مختلفة الكثافة ١٧٧
الشكل (97) شكل الجريان الهوائي ، ودرجة انقاص سرعة الرياح في نموذجين من المصدات (أ) - مصد كثيف (ب) - مصد نافذ نسبياً للهواء (نفاذية 50%) ١٧٨
الشكل (98) المناطق الريحية الناتجة عن مصد كثيف ١٧٨
الشكل (99) خطوط تساوي سرعات الرياح في المجال السطحي والعلوي الخاضع لتأثير المصد ، في نمطين من المصدات مختلفة الكثافة ، احدهما رقيق قليل الكثافة ، والآخر سميك كثيف ١٧٩
الشكل (100) تغير سرعة الرياح ضمن اشجار مصد ريحي ارتفاعها 20م ١٨٠
الشكل (101) مدى تراكم الثلوج الناتج عن وجود مصدات ريحية مختلفة النوعية والكثافة ١٨١

محتويات الكتاب

٥ .....
الاهداء ٧
المقدمة ٩
الفصل الاول : نواظم المناخ الاصغري ١١
ـ مجال المناخ الاصغري ١٣
ـ العوامل المتحكمة في المناخ الاصغري ١٥
الفصل الثاني : مناخ الجو الأدنى ١٥
ـ درجة الحرارة ٢٥
ـ توزع بخار الماء فوق سطح الارض ٣٠
ـ الرياح .....
الفصل الثالث : مناخ التربة ٣٣
ـ درجة حرارة التربة ٣٣
ـ قوانين التوصيل الحراري والخصائص الحرارية للترب . ٣٤
ـ اختلاف درجة حرارة التربة في العمق ٣٨
ـ التغيرات اليومية والفصلية لدرجة حرارة التربة ٤١
ـ تعديل حرارة التربة ٤٢
ـ رطوبة التربة ٤٥
ـ تهوية التربة ٤٧
الفصل الرابع : مناخ السطوح المنبسطة الجرداء ٤٩
ـ مناخ الصحاري الرملية ٤٩
ـ مناخ السطوح الثلجية والجليدية ٥٥
ـ مناخ المسطحات المائية ٥٩

الفصل الخامس مناخ السطوح النباتية ٦٥
- الضوء في المظلات النباتية ٦٥
- اعتراض النبات للماء ٧٢
- المناخ الاصغري لحقول محاصيل الحبوب والمروج ٧٤
- درجة الحرارة ٧٤
- الرياح ٧٨
- الرطوبة الجوية ٧٩
- ثاني أوكسيد الكربون ٨١
مناخ الغابات ٨٢
الفصل السادس : مناخ الاراضي المرتفعة والمضرسة ٩٣
- مناخ السفوح ٩٣
- مناخ الاودية ١٠٢
- الرياح التضاريسية ١٠٧
- مناخ الكهوف ١١٣
الفصل السابع :مناخ المدن ١٢٣
- نشوء المناخ الخاص بالمدن ١٢٣
- تركيب أجواء المدن ١٢٦
- الاشعاع وموازنة الطاقة ١٣٢
- درجة الحرارة ١٣٧
- الرطوبة الجوية ١٤٦
- الرياح ١٤٩
- التهطال ١٥٢
- مناخ الطبقة الحدية للمدن ١٥٥

الفصل الثامن المناخ في بعض البيئات المغلقة ١٥٩
- مناخ داخل الأبنية ١٥٩
- توازن الطاقة والمناخ في الأبنية ١٦٠
- توازن الطاقة والمناخ في الغرفة ١٦٤
- مناخ السيارات ١٦٩
الفصل التاسع مناخ المحميات الريحية ١٧٥
- الرياح ١٧٦
- الرطوبة الارضية ١٨٠
- درجة الحرارة ١٨١
- الرطوبة الجوية ١٨٣
- تركيز ثاني اوكسيد الكربون ١٨٤
ملحق : أهم المصطلحات العلمية الواردة في الكتاب ١٨٦
- المراجع ١٨٧
فهرس الأشكال ١٨٩
محتويات الكتاب ١٩٧