

الأجوبة على أسئلة المراجعة والتهيئ للامتحان (خلال جوابك، اعتمد على رسومات كلما اتضح ذلك ضروريا)

الفصل الأول

الأسئلة المكتوبة باللون الأحمر هي التي سوف يتم التركيز عليها لتهيئ الامتحان

1. ما هو المصدر الأساسي للطاقة بالنسبة للغلاف الجوي للأرض؟

المصدر الأساسي للطاقة بالنسبة للغلاف الجوي للأرض هو الإشعاع الشمسي

2. أدرج الغازات الأربعة الأكثر وفرة في الغلاف الجوي اليوم.

الأزوت - الأوكسجين - الأرقون - ثاني أكسيد الكربون

3. ما هي بعض الأدوار المهمة التي يلعبها الماء في غلافنا الجوي؟

- يلعب دورا مهما في تدفئة الغلاف الجوي بامتصاصه للأشعة تحت الحمراء المنبعثة من سطح الأرض. تتم هذه العملية بواسطة بخار الماء المتواجد بالسحب الذي له القدرة الكبيرة على امتصاص الأشعة تحت الحمراء. يعتبر احتفاظ الغلاف الجوي بالطاقة الإشعاعية تحت حمراء أمرا حيويا لمعظم أشكال الحياة، وإلا فإن متوسط درجة حرارة سطح الأرض سينخفض بنحو 33 درجة مئوية تحت الصفر. هذه القدرة الكبيرة على امتصاص الأشعة الطويلة الموجة تحت حمراء بواسطة الغلاف وحبسها داخل المنظومة أرض-جو تسمى بالاحتباس الحراري الطبيعي
- يلعب دورا مهما في نقل الحرارة بداخل الغلاف الجوي عبر عملية حمل الطاقة الكامنة. تمثل هذه الأخيرة جزءا من الطاقة الإشعاعية التي تحول الماء من حالة سائلة إلى غازية. تحرر هذه الطاقة خلال تحول بخار الماء إلى سائل بالطبقات العليا من الغلاف الجوي بسبب التكاثف.

4. اذكر بعض أنواع الهباء الجوي بغلافنا الجوي

توجد كميات كبيرة من الهباء الجوي في الغلاف الجوي، وهي جزيئات معلقة بالغلاف الجوي. يتسرب الهباء بداخل الغلاف الجوي عبر مجموعة متنوعة من المصادر الطبيعية والبشرية. يصدر بعضها على شكل جزيئات - حبيبات التربة والغبار المعدني من الأسطح الجافة، والسخام الكربوني la suie de carbone الناتج عن حرق الفحم وحرق الكتلة الحيوية، والغبار البركاني. يتم تحويل البعض إلى جزيئات من الغازات غير العضوية. يلعب هباء الكبريتات aérosols sulfatés، الذي يأتي ثلثها من انبعاثات محطات الطاقة التي تعمل بالفحم، دورا مهما في مواجهة تأثيرات الاحتباس الحراري من خلال عكس الإشعاع الشمسي. ومصادر الهباء الجوي الأخرى هي ملح البحر والمواد العضوية (الهيدروكربونات النباتية والمشتقة من صنع الإنسان).

5. عرف كل من الطقس والمناخ

الطقس Temps هو حالة مؤقتة للحالة الجوية يهتم بدراسته علماء الأرصاد الجوية Météorologues. ترتبط الحالة الجوية بتفاعل عناصر المناخ بالغلاف الجوي في وقت معين ومكان معين. لذلك، فإن الطقس هو حالة جوية خاصة بمكان ومدة زمنية معينة (يوم، أسبوع) مثل يوم مشمس أو توالي أيام ممطرة. بعبارة أخرى، يكون الطقس ملموسا ويمكن ملاحظته مباشرة من قبل الإنسان بفضل معايير يتم تسجيلها بمحطات الرصد الجوي مثل: درجة الحرارة والرطوبة والضغط الجوي والرياح وهطول الأمطار.

لغويا، ظهرت **كلمة climat** بالفرنسية في القرن الثاني عشر. أصلها يوناني حيث klima هو ميلان سقوط الأشعة الشمسية على نقطة معينة من سطح الأرض. قسّم علماء الرياضيات والفلك في اليونان القديمة الكرة الأرضية إلى "مناطق" تتميز باختلاف زاوية سقوط أشعة الشمس على السطح. على سبيل المثال، يستحضر أرسطو في أطروحته الصغيرة "الأرصاد الجوية"، "منطقة حرارية مركزية مشتتة". ولكن لا ينبغي أن يُنظر إلى هذا على أنه تقسيم يعتمد على الدورة الهوائية التي تحدد مناخات معينة. ويرجع أصل كلمة المناخ بالعربية إلى أصول نابعة من الجزيرة العربية، حيث كان العرب يعبرون عن ترحالهم بإبلهم إلى مناطق تواجد العشب بالإناخة.

وقد عرف ماكس سور Max Sorre (1934) المناخ بأنه " سلسلة الحالات الجوية التي تحدث بموقع جغرافي محدد في تعاقبها العادي". يؤكد هذا التعريف على التكرار البيسنوي للفصول (التعاقب العادي) ولكن يصر أولا وقبل كل شيء على الانحرافات عن المتوسط أو القيمة العادية؛ إنه يقود مباشرة إلى فكرة تغيرية المناخ التي هي أكثر أهمية من البحث عن المتوسط. ولإدراك مغزى هذا التعريف، يجب الوقوف على العبارات المسطرة لفهم أدق لمعنى المناخ. بداية، يجب التركيز على أن دراسة المناخ تعتمد على أرشيف كل الحالات الجوية التي تم تسجيلها بمحطة الأرصاد الجوية، لفترة لا تقل عن 30 سنة. يقوم المهتم بعلم المناخ بتحليل كل الحالات الجوية وتصنيفها، بناء على قواعد إحصائية، مما يمكن من استخلاص الحالات العادية وكذا الحالات الغير عادية أو الاستثنائية. وتنظم سلسلة الحالات الجوية بشكل متجانس أو غير متجانس:

- يصطلح على السلسلة المتجانسة ب séquence وهي تمثل تعاقب حالات جوية متشابهة (مثال: تعاقب حالات جوية تمتاز بجو حار ومشمس خلال فصل الصيف)؛
- يصطلح على السلسلة الغير متجانسة ب suite وهي تمثل تعاقب حالات جوية تمتاز بالتغير المستمر (مثال: تعاقب حالات جوية مشمسة وأخرى رطبة وباردة).

وبدراسة سلسلات كل الحالات الجوية يتم تحديد التعاقب العادي للحالات الجوية خلال فترات زمنية متعددة (يوم ، أسبوع، شهر، فصل أو سنة)، مما يمكن من تحديد الخصائص المناخية العادية والغير عادية ليوم، شهر، فصل...

والمناخ هو تركيب للطقس في مكان ما على مدى فترة طويلة. يتم تحديد المناخ بعد دراسة منهجية لجميع أنواع الطقس (توصي المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (WMO) ب 30 عامًا للأمطار و 15 عامًا لدرجات الحرارة). بشكل عام ، يتغير المناخ بشكل طفيف، في مكان معين على الكرة الأرضية خلال فترة زمنية من مقياس القرن، رغم أنه يعرف تغيرية Variabilité زمنية لا تتزاح بشكل كبير عن الوضع المناخي العادي المحدد خلال فترة زمنية محددة. لكن، على مدار الحقب الجيولوجية ، يمكن أن يتحول المناخ Changement du climat بشكل كبير. لذلك: (أ) على المستوى البشري: المناخ ثابت ؛ (ب) على المستوى الجيولوجي: يمكننا أن نتصور إمكانية تحول المناخ و (ج) على النطاق الموسمي: نتحدث عن تغير المناخ؛ على سبيل المثال، المناخ المتوسطي مع فصل جاف و حار و فصل مطير ودافئ، ويسجل كل موسم أنواعًا مختلفة من الطقس.

6. عرف أنواع التدفقات الطاقية بالمنظومة المناخية

- الإشعاع Rayonnement : تنقل الموجات الكهرومغناطيسية الطاقة دون المساعدة اللازمة من وسط مادي. هذا هو الحال مع الطاقة الشمسية عبر الفضاء.

● **التوصيل Conduction:** تنقل الطاقة عبر المادة من الجزء الأكثر دفئاً إلى الجزء الأكثر برودة. يعتبر الهواء موصلًا ضعيفًا لذلك هذا النوع من نقل الطاقة يتم تجاهله بالغلاف الجوي، لكنه مهم على سطح الأرض حتى إلى بضع السنتيمترات الأولى من العمق. يزداد التوصيل مع زيادة محتوى الماء في تربة معينة ويكون أكبر في التربة المجمدة منه في التربة غير المجمدة.

● **الحمل Convection:** يحدث هذا في السوائل (بما في ذلك الغازات) القادرة على الحركة وتوزيع الأجزاء الساخنة من الكتلة. إنه الوسيلة الرئيسية لانتقال الطاقة بداخل الغلاف الجوي بسبب انخفاض لزوجة Viscosité الهواء وحركته شبه المستمرة. ينقل الحمل شكلين من الطاقة: الأول هو الطاقة المحسوسة للهواء Chaleur sensible، والتي تنتقل مباشرة عن طريق تصاعد وخط الهواء الدافئ. ويتم نقل الطاقة المحسوسة أيضًا عن طريق التوصيل. الشكل الثاني لنقل الطاقة بواسطة الحمل يكون غير مباشر، وهو الطاقة الكامنة Chaleur latente. في هذا النوع من نقل الطاقة يكون تحول للمادة وليس تغيير الحرارة. عندما يتم تحويل الماء السائل إلى بخار عن طريق التبخر، فإن ذلك يتطلب طاقة. وبسبب تصاعد الهواء الرطب عبر عمليات الحمل، يتكاثف بخار الماء ويتم تحوله من حالة غازية إلى حالة سائلة. وخلال عملية التكاثف يتم تحرير الطاقة التي حولت الماء من سائل إلى غاز، وتسمى الطاقة المحررة بالطاقة الكامنة.

7. وضح ظاهرة الاحتباس الحراري

يضم الإشعاع الشمسي تقريبًا كل نطاق الطول الموجي القصير أقل من 4 ميكرومتر. يمتص السطح ما يقارب نصف الطاقة الواردة المتوفرة في الجزء العلوي من الغلاف الجوي ويعيد إشعاعها للخارج على شكل موجات طويلة (الأشعة تحت الحمراء) التي تزيد عن 3 ميكرومتر. يتم بعد ذلك امتصاص الكثير من طاقة الموجة الطويلة المعاد إشعاعها أو انبعاثها Emission بواسطة بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون والأوزون في الغلاف الجوي، بينما ينفذ الباقي عبر نوافذ الغلاف الجوي إلى الفضاء الخارجي، بشكل أساسي بين 8 و 13 ميكرومتر. يعتبر احتفاظ الغلاف الجوي بالطاقة الإشعاعية تحت حمراء أمرًا حيويًا لمعظم أشكال الحياة، وإلا فإن متوسط درجة حرارة سطح الأرض سينخفض بنحو 33 درجة مئوية تحت الصفر. هذه القدرة الكبيرة على امتصاص الأشعة الطويلة الموجة تحت حمراء بواسطة الغلاف وحبسها داخل المنظومة أرض-جو تسمى بالاحتباس الحراري الطبيعي Effet de serre naturel.

نتج تأثير "الاحتباس الحراري" الكلي عن قدرة امتصاص الأشعة تحت الحمراء بواسطة بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون والغازات النادرة الأخرى - الميثان (CH₄) وأكسيد الأزوت (N₂O) وأوزون التروبوسفير (O₃). لقد عرف تركيز هذه الغازات بالغلاف الجوي ارتفاعًا ملحوظًا من الثورة الصناعية التي عرفتھا الدول المتقدمة خلال القرن الثامن عشر. بالإضافة إلى ذلك، وبسبب زمن المكوث الطويل في الغلاف الجوي للغازات، كأكسيد الأزوت (132 سنة) ومركبات الكربون الكلورية فلورية (CFC) (من 65 إلى 140 سنة)، فإن الآثار التراكمية للأنشطة البشرية ستكون كبيرة مستقبلاً. تشير التقديرات إلى أنه بين عامي 1765 و 2000، كان التأثير الإشعاعي لزيادة تركيز ثاني أكسيد الكربون هو 1.5 واط لكل متر مربع، ولجميع الغازات النادرة حوالي 2.5 واط لكل متر مربع.

8. كيف تعتبر الطاقة الكامنة والطاقة المحسوسة مصدرين مهمين بالنسبة للطاقة الجوية؟

بناءً على التبادلات الطاقية بالمنظومة أرض-جو، يمكن حساب صافي الإشعاع R_n بكل من سقف الغلاف الجوي، بالغلاف الجوي وعلى السطح. على عكس الطاقة المحسوسة والطاقة الكامنة، فكل التبادلات الأخرى، من انعكاس و تشتت و امتصاص، تعتبر تبادلات إشعاعية من نفس النوع وهي التي تدخل في حساب صافي الإشعاع. ولحساب صافي الإشعاع بالمستويات الثلاث نعلم على مبدأ الميزانية الطاقية وهي مجموع الربح ناقص مجموع الخسارة. وخلال حساب صافي الإشعاع، نستنتج أن قيمة صافي الإشعاع بالغلاف الجوي سالب و صافي الإشعاع على سطح الأرض موجب. بما أن قيمهما المطلقة متساوية (102 واط بالمتر مربع)، فإن ما يخسره الغلاف الجوي من طاقة تساوي ما يربحه سطح الأرض. لتعويض العجز الطاقى بالغلاف الجوي، يتحول الفائض الطاقى بالسطح إلى نوعين جديدين من الطاقة، المحسوسة H والكامنة LE، ليتدفقا في اتجاه الغلاف الجوي لتصحيح العجز الطاقى.

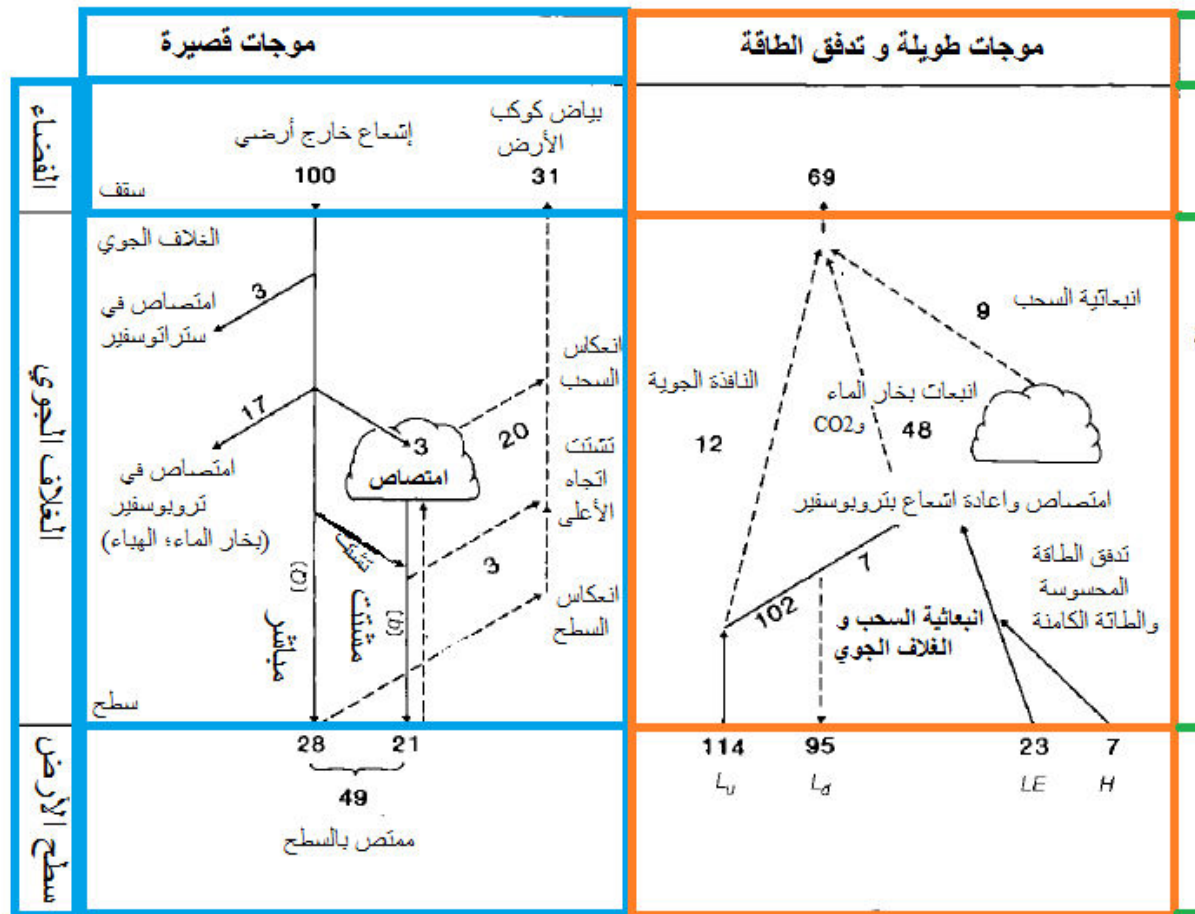
9. بين كل أشكال تفاعل الغلاف الجوي مع الإشعاع الشمسي والأرضي

يضم الإشعاع الشمسي تقريباً كل نطاق الطول الموجي القصير أقل من 4 ميكرومتر. يمتص الأوزون وبخار الماء حوالي 18 في المائة من الطاقة الواردة مباشرة. يتركز امتصاص الأوزون في ثلاثة نطاقات طيفية للإشعاع الشمسي قصيرة الموجة، بينما يمتص بخار الماء الإشعاع الشمسي بدرجة أقل في عدة نطاقات تتراوح بين 0.9 و 2.1 ميكرومتر. نادراً ما تخترق الموجات القصيرة الأقل من 0.285 ميكرومتر ما تحت مستوى ارتفاع 20 كم، بينما تلك الأكبر من 0.295 ميكرومتر تصل إلى السطح. وهكذا فإن الأوزون الستراتوسفيري يمتص الأشعة فوق البنفسجية بالكامل تقريباً، باستثناء نافذة جزئية حوالي 0.20 ميكرومتر، حيث يصل إشعاعها إلى طبقة الستراتوسفير السفلى. ينعكس حوالي 30 في المائة من الإشعاع الشمسي الوارد على الفور في اتجاه الفضاء الخارجي بواسطة السحب وسطح الأرض، مما يترك حوالي 70 في المائة لتسخين الأرض وغلافها الجوي.

يمتص السطح ما يقارب نصف الطاقة الواردة المتوفرة في الجزء العلوي من الغلاف الجوي ويعيد إشعاعها للخارج على شكل موجات طويلة (الأشعة تحت الحمراء) التي تزيد عن 3 ميكرومتر. يتم بعد ذلك امتصاص الكثير من طاقة الموجة الطويلة المعاد إشعاعها أو انبعاثها Emission بواسطة بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون والأوزون في الغلاف الجوي، بينما ينفذ الباقي عبر نوافذ الغلاف الجوي إلى الفضاء الخارجي، بشكل أساسي بين 8 و 13 ميكرومتر.

10. اشرح صافي الإشعاع على سطح الأرض، بالغلاف الجوي وبسقف الغلاف الجوي.

يبلغ متوسط الإشعاع الشمسي الساقط على الكرة الأرضية 342 واط / م². للتوافق، سوف نعتبرها 100 وحدة. بناءً على التبادلات الطاقية الواردة في الشكل، يمكن حساب صافي الإشعاع بكل من سقف الغلاف الجوي، بالغلاف الجوي وعلى السطح. ولحساب صافي الإشعاع بالمستويات الثلاث نعلم على مبدأ الميزانية الطاقية وهي مجموع الربح ناقص مجموع الخسارة (الوثيقة التالية ستكون متوفرة مع السؤال). على عكس الطاقة المحسوسة والطاقة الكامنة، فكل التبادلات الأخرى تعتبر تبادلات إشعاعية من نفس النوع وهي لا تدخل في حساب صافي الإشعاع.



القيم الموجودة على الشكل تعبر عن وحدات من الطاقة الإشعاعية الواردة وقيمتها 342 واط في المتر المربع. ويمكن تحويل أي وحدة إلى قيمتها الطاقية بضرب 342 في قيمة الحدة على 100 (مثال: الوحدة 49 الممتصة بواسطة السطح = $167.58 = (100/49) \times 342$ واط في المتر المربع).

• صافي الإشعاع بسقف الغلاف الجوي RN_{topat}

$RN_{topat} = 100 - (31 + 69) = 0$ واط في المتر المربع. بما أن صافي الإشعاع بسقف الغلاف الجوي يساوي 0، فهذا يعني أن مجموع الريح يساوي مجموع الخسارة.

• صافي الإشعاع بالغلاف الجوي RN_{at}

$RN_{at} =$ (مجموع الامتصاص بالغلاف الجوي + الأشعة الأرضية المنبعثة في اتجاه الغلاف الجوي) - (الأشعة المنبعثة في اتجاه الفضاء الخارجي بواسطة السحب و بخار الماء + الأشعة المنبعثة في اتجاه سطح الأرض)

$$RN_{at} = (122 + 3 + 17) - (9 + 48 + 95) = 122 - 152 = -30$$

RN_{at} واط في المتر المربع = $(-30) \times (100 / 342) = -102.6$ واط في المتر المربع
قيمة صافي الإشعاع بالغلاف الجوي RN_{at} سالبة وبالتالي، فمجموع الريح أقل من مجموع الخسارة.

• صافي الإشعاع على سطح الأرض RN_t

$RN_t =$ (مجموع الأشعة المباشرة والمشتتة + الأشعة المنبعثة من الغلاف الجوي في اتجاه السطح) - (الأشعة المنبعثة من السطح في اتجاه الفضاء الخارجي + الأشعة المنبعثة من السطح في اتجاه الغلاف الجوي)

$$RN_t = (95 + 49) - (102 + 12) = 144 - 114 = 30$$

RN_t واط في المتر المربع = $(30) \times (100 / 342) = 102.6$ واط في المتر المربع
قيمة صافي الإشعاع على سطح الأرض RN_t موجبة وبالتالي، فمجموع الريح أكبر من مجموع الخسارة.

11. إذا كان سطح الأرض يشع الطاقة باستمرار، فلماذا لا يصبح أكثر برودة ؟ بسبب دور الاحتباس الحراري

12. اشرح لماذا تؤدي الزيادة في الغطاء السحابي المحيط بالأرض إلى زيادة بياض الأرض ، ولكن لا يؤدي بالضرورة إلى انخفاض درجة حرارة سطح الأرض.

يشكل الغطاء السحابي السميكة والمستمر حاجزاً كبيراً أمام تغلغل الإشعاع. يوضح الانخفاض في درجة حرارة السطح الذي يحدث غالباً في يوم مشمس عندما تقطع السحابة مؤقتاً الإشعاع الشمسي المباشر اعتماداً على الطاقة المشعة للشمس. يعتمد مقدار الإشعاع الذي تعكسه السحب فعلياً على كمية الغطاء السحابي وسمكه. يُطلق على نسبة الإشعاع الساقط المنعكس اسم البياض $Albedo$ ، أو معامل الانعكاس $Coefficient\ de\ réflexion$ (معبراً عنه بقيمة كسرية أو نسبة مئوية).

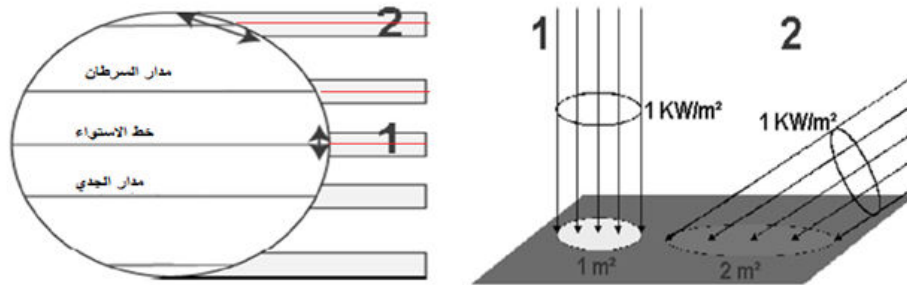
البياض = (إجمالي الأشعة المعكوسة / إجمالي الأشعة الساقطة) $\times 100$

يعمل أيضاً تأثير الغطاء السحابي بشكل عكسي، لأنه يقوم على الاحتفاظ بالكثير من الحرارة التي قد تفقدها الأرض بسبب انبعاث إشعاع الموجات الطويلة تحت حمراء طوال النهار والليل. وبهذه الطريقة، يقلل الغطاء السحابي بشكل ملحوظ من نطاق درجة الحرارة اليومية عن طريق تقليص درجات الحرارة القصوى نهاراً والرفع من درجات الحرارة الدنيا ليلاً. وبالإضافة إلى تدخلها في نقل الإشعاع، تعمل الغيوم كخزانات حرارية مؤقتة لأنها تمتص نسبة معينة من الطاقة التي تعترضها.

وعليه، نستنتج أن تواجد السحب يساهم في عكس الأشعة الشمسية، ولكن يقوم كذلك بامتصاص الأشعة تحت الحمراء مما يجعلها تقوم بتدفئة الجو.

13. فسر دور الشكل الكروي للأرض على توزيع الطاقة الإشعاعية.

تتلقى أجزاء مختلفة من سطح الأرض كميات مختلفة من الإشعاع الشمسي تختلف حسب دوائر العرض. تُظهر قيم الطاقة الشمسية تدرجاً متناقصاً من خط الاستواء نحو القطبين وفقاً لخط العرض. تعترض المنطقة المدارية (Zone InterTropicale) ما يقرب من ضعف الطاقة الشمسية (400 واط / م²) من القطبين (>200 واط / م²). توضح جغرافية توزيع الطاقة الشمسية الساقطة بالجزء العلوي من الغلاف الجوي دور الشكل الكروي للأرض (الشكل التالي).



بسبب الشكل الكروي للأرض تسقط الأشعة مائلة بشدة كلما ابتعدنا عن المدارين. وبالنسبة لنفس كمية الطاقة الإشعاعية الساقطة على سطح الأرض، فإنها تتوزع على مساحة أكبر كلما زاد ميلان الأشعة الساقطة، مما يفقد من فعالية التسخين. هذا ما يفسر ارتفاع كمية الطاقة الإشعاعية المستقبلة بين المدارين وانخفاضها في اتجاه القطبين. إضافة إلى ذلك، وبسبب ميلان الأشعة يزيد المسار الذي تقطعه الأشعة داخل الغلاف الجوي قبل أن تسقط على سطح الأرض. وبالتالي، يتم فقدان للأشعة بواسطة الامتصاص والانعكاس كلما زاد الميلان وزادت المسافة. وعليه، فالشكل الكروي يضاف إلى العوامل التي تفسر انخفاض استقبال الطاقة وانخفاض الحرارة من المدارين في اتجاه القطبين.

14. بين توزيع الحرارة بين شرق وغرب المحيطات

يظهر التباين الواضح بين درجة حرارة شرق وغرب المحيطات بالمناطق البيمدارية والخارج مدارية. بالمناطق الخارجية، وعند نفس دائرة عرض معينة، يتضح لنا أن شرق المحيطات أدفء من غربها. وعلى العكس من ذلك، بالمناطق البيمدارية وعند نفس دائرة عرض معينة، يتضح لنا أن شرق المحيطات أبرد من غربها. ويعود هذا التباين للتيارات المحيطية السطحية. فعلى سبيل المثال، بالمحيط الأطلسي الخارج مداري يسيطر تيار محيطي ساخن، يدعى Gulf Stream، يعطي دفئا للسواحل الغربية الأوروبية. في حين تعرف السواحل الشرقية لأمريكا الشمالية درجات حرارة منخفضة بسبب مرور تيار بارد يدعى Courant du Labradore. أما بالمناطق البيمدارية، نذكر على سبيل المثال مرور تيار بارد، يسمى تيار جزر الخالدات Courant des Canaries، بالقرب من السواحل المغربية والذي يتجه في اتجاه الجنوب ليمر بالقرب من السواحل الموريطانية والسينغالية.

15. عرف القارية

القارية، تعني أولاً أن سطح الأرض يسخن ويبرد بسرعة أكبر بكثير من سطح المحيط. على اليابسة، يكون الفارق الزمني بين فترات الإشعاع القصوى (الدنيا) ودرجة حرارة السطح القصوى (الدنيا) شهراً واحداً فقط، ولكن فوق المحيط وبالمناطق الساحلية، يصل التأخر الزمني إلى شهرين. ثانياً، يكون المدى الحراري السنوي واليومي أكبر بالمناطق القارية منها بالمواقع الساحلية. ينتج التأثير الثالث للقارية بسبب التوزيع العالمي لليابسة. من المعلوم أن مساحة اليابسة بالنصف الشمالي للكرة الأرضية أكبر منها بالنصف الجنوبي، حيث تسيطر المساحات المحيطية. وعليه، فإن الصيف الشمالي أكثر دفئاً ولكن الشتاء يكون أكثر برودة من نظيره في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية.

16. كيف يختلف المدى الحراري السنوي على سطح وما هي أسباب ذلك؟

يعمل محور دوران الأرض على صنع زاوية مقدارها (66°33') درجة على سطح دائرة البروج، حيث يحافظ محور الأرض على ثبات ميله واتجاهه وذلك خلال دوران الأرض حول الشمس، ويتجه القطب الشمالي باتجاه الشمس خلال الانقلاب الصيفي بينما يتجه القطب الجنوبي باتجاه الشمس خلال الانقلاب الخريفي. يؤدي هذا الانحراف إلى تعاقب الفصول لأنه يولد تفاوتاً متغيراً بين طول النهار والليل. خلال حركة الأرض حول الشمس (شكل 7)، نرى النصف المضاء للأرض (النهار) والنصف الآخر مظلم (الليل). تسمى الدائرة التي تفصل بين هذين النصفين، والتي تكون متعامدة مع أشعة الشمس، بالدائرة المضاء Cercle d'illumination. عندما تدور الأرض حول الشمس، تغير الأرض اتجاهها بالنسبة للشمس، مما يتسبب في تغيير موضع الشمس بالنسبة إلى مستوى خط الاستواء. خلال العام، اعتماداً على موقع الأرض في مدارها، تتغير زاوية انحراف الشمس. بما أن محور الأرض يحافظ على ثبات ميله واتجاهه خلال دوران الأرض حول الشمس، فيمكن ملاحظة حالتين متطرفتين خلال العام:

(أ) تكون الزاوية بين دائرة الإضاءة ومحور دوران الأرض هي القصوى (يحدث هذا خلال الانقلابين الصيفي والشتوي). عندئذ يكون التفاوت أكبر بين النهار والليل. إذا أخذنا مثال نصف الكرة الأرضية الشمالي خلال الانقلاب الصيفي الشمالي (21 يونيو)،

وهي فترة تعامد الأشعة مع مدار السرطان ($23^{\circ}27'$)، يكون النهار أطول من الليل بنصف الكرة الشمالي، كما يصبح النهار أطول كلما ابتعدنا عن خط الاستواء الذي يتساوى عنده طول الليل مع طول النهار، أي 12 ساعة لكل منهما، في اتجاه القطب الشمالي (طول النهار = 24 س). وخلال دورة الأرض حول الشمس، يدوم طول النهار 24 ساعة عند درجة عرض $66^{\circ}33'$ درجة شمال خط الاستواء (الدائرة القطبية الشمالية Cercle polaire Arctique) ومدة شهرين (21 ماي إلى 21 يوليوز) عند درجة عرض 70° شمال خط الاستواء، وعند القطب الشمالي (90° شمال خط الاستواء) ينعدم الليل كلياً لمدة ستة أشهر (من الاعتدال الربيعي إلى الاعتدال الخريفي: من 21 مارس إلى 22 شتنبر) (يحدث العكس خلال الانقلاب الصيفي الجنوبي أو الانقلاب الشتوي الشمالي (22 دجنبر)).

(ب) عند الإعتدالين، حيث تتعامد أشعة الشمس مع خط الاستواء مرتين في السنة، يكون محور دوران الأرض متعامداً مع أشعة الشمس، ميل سطح دائرة البروج صفراً، لأن الدائرة المضاءة تمر عبر القطبين. نتيجة لذلك، يتساوى طول النهار والليل في جميع أنحاء الأرض (= 12 ساعة).

نستنتج إذا تزايد اختلاف طول النهار والليل خلال كل سنة كلما اتجهنا من خط الاستواء (طول النهار = طول الليل على مدار السنة) في اتجاه القطبين (طول النهار يمر من 0 ساعة عند الانقلاب الشتوي إلى 24 ساعة خلال الانقلاب الصيفي). إن الاختلاف الكبير في طول النهار على مدار السنة في اتجاه القطبين يفسر الفرق الكبير في معدل درجة حرارة الشهر الحار والشهر البارد. يصطلح على هذا الفارق بالمدى الحراري السنوي *Amplitude thermique annuelle*؛ تقارب قيمته الصفر عند خط الاستواء وتزيد في اتجاه القطبين لتصل مثلاً إلى حوالي 50 درجة مئوية بالمنطقة القارية لسيبيريا.

17. ناقش تأثير العوامل الجغرافية المحلية على الحرارة

الاختلافات في ارتفاعات سطح الأرض وزاوية الانحدار وتوجه السفوح تتحكم بقوة في كمية الإشعاع الشمسي الساقط. مع الارتفاع تقل كثافة الهواء بشكل قوي ويتقلص بخار الماء. وبالتالي، فالمرتفعات تتلقى إشعاعاً شمسياً مباشراً أكبر بكثير مقارنة بالمواقع القريبة من مستوى سطح البحر، بسبب تركيز بخار الماء بطبقة التروبوسفير السفلى. ومع ذلك، فهناك أيضاً خسارة صافية أكبر مماثلة للإشعاع الأرضي الطويل الموجة عند الارتفاعات العالية لأن الكثافة المنخفضة للهواء العلوي وانخفاض تركيز بخار الماء يؤديان إلى امتصاص جزء أصغر من الأشعة تحت حمراء. وعليه، فالفرق بين درجة الحرارة القصوى والدنيا (أو المدى الحراري اليومي *Amplitude thermique journalière*) مرتفع بالمرتفعات الجبلية مقارنة مع المناطق السهلية، خصوصاً خلال الأيام التي تمتاز بصفاء سماءها. لكن، التأثير الكلي معقد دائماً بسبب الغيوم المرتبطة بمعظم سلاسل الجبال، وبالتالي من المستحيل التعميم من البيانات المتاحة والمحدودة. يوضح تأثير زاوية الانحدار وتوجه السفوح على كمية الطاقة القصوى النظرية للإشعاع الشمسي في موقعين من نصف الكرة الشمالي. يظهر التأثير العام لخط العرض على كميات التشميس بوضوح، ولكن من الواضح أيضاً أن زيادة خط العرض تؤدي إلى فقدان إشعاع أكبر نسبياً للمنحدرات المواجهة للشمال، على عكس المنحدرات المواجهة للجنوب. قد تؤثر التضاريس أيضاً على كمية التشميس ومدة الإضاءة المباشرة عندما يحجب جبال جيلي الشمس عن أراضي الوادي وجوانبه في أوقات معينة من اليوم. في العديد من وديان جبال الألب، يتركز الاستيطان والزراعة بشكل ملحوظ على المنحدرات المواجهة للجنوب (Adret أو السفح المشمس)، بينما تظل المنحدرات باتجاه الشمال (Ubac أو السفح المظلل) مكسوة بالغابات

19. اشرح المفاهيم التالية: الرطوبة الجوية - التبخر - التكاثف

الرطوبة الجوية

تتكون رطوبة الغلاف الجوي من بخار الماء وقطرات الماء وبلورات الجليد في السحب. يتم تحديد محتوى الرطوبة عن طريق التبخر المحلي ودرجة حرارة الهواء والانتقال الجوي الأفقي للرطوبة. يمكن التعبير عن محتوى الرطوبة في الغلاف الجوي بعدة طرق. تعتبر **الكتلة الكلية** للماء في حجم معين من الهواء (أي كثافة بخار الماء) أحد هذه المقاييس، وتسمى الرطوبة المطلقة **humidité absolue (rw)** وتقاس بالجرام لكل متر مكعب (جم م⁻³). نادراً ما تستخدم القياسات الحجمية في الأرصاد الجوية والقياس الأكثر ملائمة هو **نسبة خلط الكتلة rapport de mélange de la masse (x)**، وهي كتلة بخار الماء بالجرام لكل كيلوغرام من الهواء الجاف. بالنسبة لمعظم الأغراض العملية، تكون الرطوبة النوعية **humidité spécifique (q)** متطابقة، وهي كتلة البخار لكل كيلوغرام من الهواء، بما في ذلك رطوبته. وهناك مقياس آخر مهم وهو **الرطوبة النسبية humidité relative (r)**، والتي تعبر بنسبة مئوية عن محتوى الرطوبة الفعلي

لعينة من الهواء من تلك الموجودة في نفس الحجم من الهواء المشبع عند نفس درجة الحرارة. يتم تحديد الرطوبة النسبية بالرجوع إلى نسبة الخلط ، ولكن يمكن تحديدها تقريبًا بعدة طرق:

$$r = \frac{x}{x_s} \times 100 < \frac{q}{q_s} \times 100 < \frac{e}{e_s} \times 100$$

حيث يشير الرمز السفلي s إلى قيم التشبع ذات الصلة عند نفس درجة الحرارة ؛ يشير e إلى ضغط البخار. مؤشر آخر للرطوبة هو درجة حرارة نقطة الندى **température au point de rosée**، وهي درجة الحرارة التي يحدث عندها التشبع إذا ما تم تبريد الهواء بضغط ثابت دون إضافة أو إزالة البخار. عندما تكون درجة حرارة الهواء ونقطة الندى متساوية ، تكون الرطوبة النسبية 100٪ ، ومن الواضح أنه يمكن تحديد الرطوبة النسبية أيضًا من:

$$\frac{\text{عند نقطة الندى } e_s}{\text{عند درجة حرارة } e_s} \times 100$$

تتغير الرطوبة النسبية لحجم من الهواء إذا تغيرت درجة حرارته أو نسبة خلطه. بشكل عام، تختلف الرطوبة النسبية عكسيًا مع درجة الحرارة أثناء النهار، فتميل إلى الانخفاض في وقت مبكر من بعد الظهر وإلى الارتفاع في الليل.

التبخّر

التبخّر هو عملية تحول الماء من حالته السائلة إلى الصلبة. ويتطلب هذا التحول إمدادًا طاقيا بواسطة الإشعاع الشمسي للتغلب على عوامل الجذب بين جزيئات الماء، وغالبًا ما يتم الحصول على هذه الطاقة عن طريق إزالة الحرارة من المحيط المباشر، مما يتسبب في فقدان واضح للحرارة (الطاقة الكامنة)، مما يترتب على ذلك من انخفاض في درجة الحرارة. كلما زادت الطاقة الإشعاعية الساقطة على سطح رطب معين، ارتفعت حرارته وزاد التبخر. ومن المعلوم أيضًا أن الزيادة في التبخر لا تزيد فقط بفعل ارتفاع الحرارة، بل بارتفاع سرعة الرياح، المرتبطة عموماً بتأفق الهواء الغير مشبع بالرطوبة الذي له القدرة على امتصاص بخار الماء، وبقلة الرطوبة الجوية المتوفرة فوق سطح معين.

التكاثف

التكاثف هو السبب المباشر لجميع الأشكال المختلفة لهطول الأمطار. يحدث نتيجة للتغيرات في حجم الهواء أو درجة الحرارة أو الضغط أو الرطوبة.

قد يحدث التكاثف عبر أربع عمليات: (1) يتم تبريد الهواء إلى نقطة الندى ولكن حجمه يظل ثابتًا ؛ (2) يزداد حجم الهواء دون إضافة حرارة ؛ يحدث هذا التبريد لأن التمدد الحراري يؤدي إلى استهلاك الطاقة بسبب جهد التمدد؛ (3) يؤدي التغيير المشترك في درجة الحرارة والحجم إلى تقليل قدرة الهواء على الاحتفاظ برطوبة أقل من محتواه الفعلي للرطوبة ؛ أو (4) يضيف التبخر الرطوبة إلى الهواء. يكمن مفتاح فهم التكاثف في التوازن الدقيق الموجود بين هذه المتغيرات. عندما يحدث خلل في التوازن بين واحد أو أكثر من هذه المتغيرات يتجاوز حد معين، فقد ينتج عن ذلك تكاثف.

أكثر الظروف شيوعًا لحدوث التكاثف هي تلك التي ينتج عنها انخفاض في درجة حرارة الهواء ؛ وهي التبريد التلامسي والتبريد الإشعاعي و خلط كتل الهوائية متماز بدرجات حرارة مختلفة والتبريد الديناميكي للغلاف الجوي. يحدث التبريد التلامسي في الهواء الدافئ الرطب الذي يمر فوق سطح أرض بارد. في ليلة شتاء صافية (غياب السحب)، يحدث التبريد الإشعاعي بفقدان الأشعة تحت حمراء. يمتد تبريد السطح بالتبريد الإشعاعي تدريجيًا إلى الهواء السفلي الرطب، مما يقلل من درجة الحرارة ويقربها من النقطة التي يحدث فيها التكاثف على شكل ندى أو ضباب أو صقيع ، اعتمادًا على كمية الرطوبة المعنية، وسمك طبقة هواء التبريد وقيمة نقطة الندى. عندما تكون هذه الأخيرة أقل من 0 درجة مئوية ، يشار إليها باسم نقطة الصقيع. ويحدث التبريد الديناميكي بسبب عمليات تصاعد الهواء وتبريده بانخفاض الضغط مع الارتفاع. يمكن أيضًا أن يحدث التكاثف بخلط الطبقات المتباينة، أفقياً أو رأسياً، داخل كتلة هوائية واحدة أو كتلتين هوائيتين مختلفتين. يتطور الضباب ،مع حدوث رذاذ (مطر قليل، ناعم وبارد، الناتج عن تكاثف الضباب)، بسبب خلط الكتلة الهوائية أو التأفق الحراري الدافئ على سطح أكثر برودة. إضافة الرطوبة إلى الهواء بالقرب من السطح عن طريق التبخر عندما يتحرك الهواء البارد فوق سطح ماء دافئ ينتج أحياناً ضباباً بخارياً. العملية الديناميكية للتبريد هي السبب الأكثر فعالية للتكاثف.

20. اذكر أنواع التساقطات

تشير التساقطات إلى جميع أشكال التساقطات السائلة والصلبة، وأهمها:

التساقطات المطرية: تتكون من قطرات ماء متساقطة ذات قطر يتراوح عادة بين 0.5 مم و 2 مم

البرد "Hail": يكون على شكل كرات صلبة من الجليد ، يبلغ قطرها 5 مم على الأقل

قطرات المطر المجمدة Sleet : وهي مزيج من المطر والتلج أو حبيبات الجليد الشفافة الصغيرة (قطرات المطر المجمدة) أو رقائق الثلج التي ذابت وأعيد تجميدها.

حبيبات ثلجية Graupel: جسيمات ثلجية مخروطية أو دائرية بقطر 2 إلى 5 مم مشكلة بتجمع حبيبات ثلجية.

التساقطات الثلجية: تكون على شكل بلورات ثلجية في مجموعات متفرعة.

21. صف التوزيع العالمي لهطول الأمطار.

على الصعيد العالمي، يسقط 79 في المائة من إجمالي هطول الأمطار بالمحيطات و 21 في المائة باليابسة. التوزيع العالمي لهطول الأمطار أكثر تعقيداً من التوزيع العالمي لمتوسط درجة الحرارة. يبين النمط النطاقي لهطول الأمطار كثير من الميزات المهمة:

- الحد الأقصى "الاستوائي"، والذي ينزاح إلى نصف الكرة الشمالي. يتراوح المجموع السنوي على مساحات كبيرة من 2000 إلى 2500 ملم أو أكثر.
- الحد الأقصى للساحل الغربي لخطوط العرض الوسطى.
- المناطق الجافة الشبه مدارية، والتي لا تشمل فقط العديد من الصحاري الرئيسية في العالم ولكن أيضاً مساحات محيطية شاسعة. في نصف الكرة الشمالي ، البعد القاري يساهم في امتداد هذه الظروف الجافة إلى خطوط العرض الوسطى. متوسط المجموع السنوي المنخفض أقل من 150 مم.
- انخفاض هطول الأمطار في خطوط العرض العليا وفي الشتاء بالمناطق الداخلية القارية لنصف الكرة الشمالي. يحدث معظم هذا التساقط على شكل تساقطات صلبة.

22. ما مدى تأثير المرتفعات الجبلية على التساقطات

تعتبر زيادة متوسط هطول الأمطار مع الارتفاع على المنحدرات الجبلية خاصية منتشرة في خطوط العرض الوسطى ، حيث تؤدي الزيادة الرأسية في سرعة الرياح إلى زيادة تدفق الرطوبة. يمكن ملاحظة هذه الزيادة حتى مستوى ارتفاع لا يقل عن 3000 إلى 4000 متر بجبال روكي في كولورادو وبجبال الألب. في غرب بريطانيا، مع جبال يبلغ ارتفاعها حوالي 1000 متر، يتم تسجيل أقصى متوسط هطول الأمطار بالسفوح الغير موجهة في اتجاه الرياح. ربما يعكس هذا الاتجاه العام للهواء لمواصلة الارتفاع لفترة من الوقت بعد عبوره خط القمة والتأخر الزمني المتضمن في عملية التساقط بعد التكاثر. على المرتفعات الضيقة، قد لا تسمح المسافة الأفقية بوقت كافٍ لتراكم السحب بشكل كبير و حدوث هطول الأمطار. ومع ذلك ، قد يكون هناك عامل آخر هو تأثير الدوامات (eddies) ، التي تنشأ بتدفق الهواء فوق الجبال ، على مقاييس المطر.

بالمناطق المدارية وشبه المدارية ، يحدث الحد الأقصى لهطول الأمطار أسفل قمم الجبال العالية، ومن هذا المستوى ينخفض هطول الأمطار مع الارتفاع في اتجاه القمة. رغم تفرق الملاحظات، بشكل عام، بالمناطق المدارية، لكن العديد من السجلات تظهر أن متوسط الارتفاع الأكبر هطول للأمطار يبلغ حوالي 1200 متر. فوق حوالي 2000 م ، يصبح الانخفاض في الكميات ملحوظاً تماماً.

23. مفهوم الجفاف وأسبابه

يشير مصطلح الجفاف إلى عدم وجود كمية كبيرة من الأمطار لفترة طويلة بما يكفي لإحداث عجز في الرطوبة في التربة من خلال التبخر، مما يؤدي إلى تعطيل الأنشطة البيولوجية والبشرية العادية. لا يوجد تعريف قابل للتطبيق عالمياً للجفاف. اقترح المتخصصون في الأرصاد الجوية والزراعة والهيدرولوجيا والدراسات الاجتماعية والاقتصادية، الذين لديهم وجهات نظر مختلفة، ما لا يقل عن 150 تعريفاً مختلفاً. تعاني جميع المناطق من حالة الجفاف المؤقتة وغير المنتظمة، ولا سيما تلك ذات المناخات الهامشية المتأثرة بالآليات المناخية المختلفة.

تشمل أسباب ظروف الجفاف ما يلي:

- ازدياد حجم واستمرارية الخلايا شبه المدارية عالية الضغط. تُعزى حالات الجفاف الرئيسية في منطقة الساحل الأفريقي إلى التوسع باتجاه الشرق والجنوب للمرتفع الأصوري.
 - التغيرات في دورة الرياح الموسمية الصيفية. قد يتسبب هذا في تأجيل أو فشل الاقتحامات intrusions المدارية الرطبة في مناطق مثل نيجيريا أو البنجاب في الهند.
 - انخفاض درجات حرارة سطح المحيط الناتج عن التغيرات في التيارات المحيطية أو زيادة ارتفاع صعود المياه الباردة من العمق upwelling .
- إزاحة مسارات العواصف بخطوط العرض المعتدلة. قد يكون هذا مرتبطاً بتوسع الغربيات في اتجاه خطوط العرض الجنوبية أو مع تطور أنماط الدورة المعوقة circulation de blocage المستمرة بخطوط العرض الوسطى.