تشكل وتطور السحب فى الغلاف الجوى

د. عبدالله عبدالرحمن عبدالله
مدير عام الإدارة العامة
لتدريب الفنيين على الرصد الجوي

تضيف الغيوم بتشكيلاتها وأنواعها الرائعة فى السماء جمالا ولونًا إلى المناظر الطبيعية ومع ذلك، فإن الغيوم مهمة لأسباب غير جمالية أيضًا أثناء تشكلها، يتم إطلاق كميات هائلة من الحرارة فى الغلاف الجوى تساعد الغيوم فى تنظيم توازن طاقة الأرض من خلال عكس وتشتيت ونشر الإشعاع الشمسى وامتصاص طاقة الأشعة تحت الحمراء للأرض وبطبيعة الحال، بدون السحب لن يكون هناك هطول لكن الغيوم مهمة أيضًا لأنها تشير بصريًا إلى العمليات الفيزيائية التى تحدث فى الغلاف الجوي؛ بالنسبة للراصد المُدَرَب، فهى علامات إرشادية فى السماء سنوضح فى هذا المقال عمليات الغلاف الجوى التى تشير إليها تلك العلامات.

تشكل وتطور السحب

نحن نعلم أن معظم السحب تتشكل عندما يرتفع الهواء ويبرد فتزداد رطوبته شيئاً فشيئاً بتكثف بخار الماء إلى أن تصل الرطوبة إلى ١٠٠٪ وهنا يتشبع الهواء وتبدأ السحب فى الظهور بالنظر إلى أن الهواء يحتاج عادةً إلى «محفز» لبدء تحركه إلى أعلي، فما الذى يجعل الهواء يرتفع حتى تتمكن الغيوم من التكون، فالآليات التالية تكون مسؤولة وبشكل أساسى عن تشكل وتطور غالبية السحب التى نشاهدها هي:

١- الصعود بفعل تسخين السطح والحمل الحر.

٢- الصعود على طول ارتفاع من التضاريس.

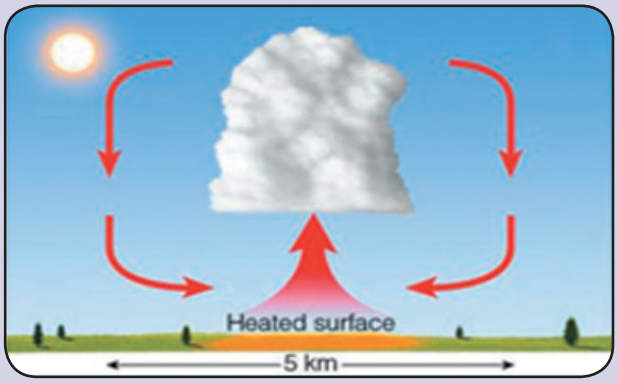
٣- صعود واسع النطاق بسبب تقارب الهواء السطحى Surface Convergence.

٤- الرفع على طول جبهات الطقس Frontal surface أنظر شكل (١).

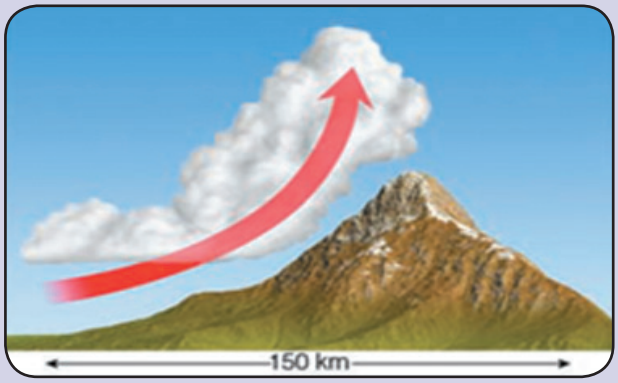
الحمل وتكون السحب

تمتص بعض مناطق سطح الأرض أشعة الشمس بشكل أفضل وأكثرمن غيرها، وبالتالى تسخن تلك المناطق بسرعة أكبر فيصبح الهواء الملامس لتلك «المنطقة الساخنة» أكثر دفئًا من محيطه وتنفصل «فقاعة» الهواء الساخنة عن السطح الدافئ وترتفع ويزداد حجمها وتبرد أثناء صعودها ومع ارتفاع درجة الحرارة تتأثر تلك الفقاعة تختلط الفقاعة بالهواء الأكثر برودة والوسط المحيط بها الجاف وتفقد صفتها تدريجياً، حينئذ تتباطأ حركتها التصاعدية، قبل أن يتم انخفاض حرارتها تماماً إذا برد الهواء الصاعد إلى نقطة التشبع فسوف يتكثف بخار الماء، وتصبح الحرارة الكامنة المنطلقة ملاحظة لنا كسحابة ركامية تتكون وتكبر شيئاً فشيئاً.

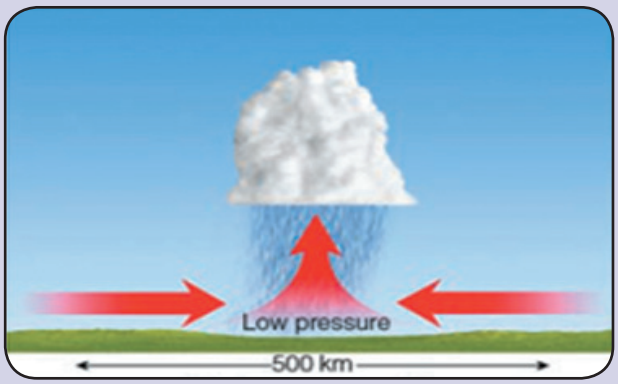
من الملاحظ فى شكل -٢ أن حركات الهواء تتجه لأسفل على السطح الخارجى للسحابة الركامية تحدث



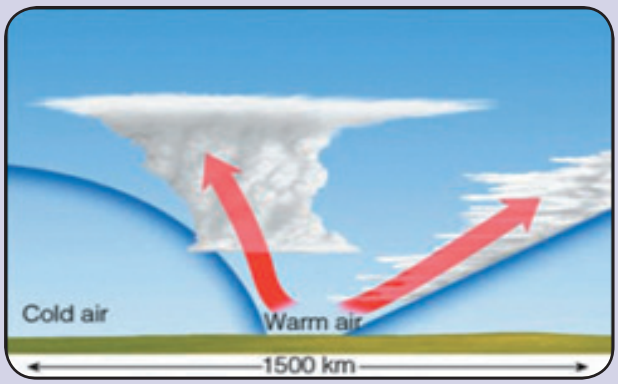
(أ) الحمل



(ب) الصعود بفعل التضاريس



(ج) الصعود بتقارب الهواء (Convergence)



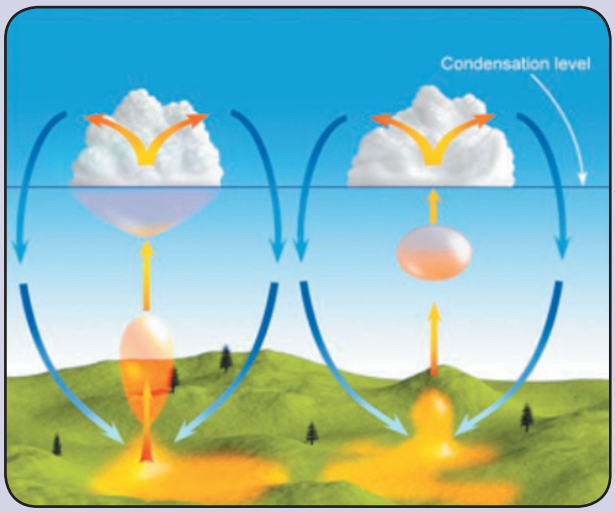
(د) الصعود على الجبهة

شكل ١: الطرق الأولية لتشكل السحب: (أ) تسخين السطح والحمل الحراري، (ب) الرفع الإجبارى على طول الحواجز الطبوغرافية، (ج) تقارب الهواء السطحي، (د) الرفع الإجبارى على طول الجبهات الجوية

تلك الحركات الهابطة جزئيًا عن طريق التبخر حول الحافة الخارجية للسحابة، مما يبرد الهواء، مما يجعله ثقيلًا (أكبر كثافة) سبب آخر للحركة الهابطة هو اكتمال تيار الحمل الحرارى الذى بدأه التيار الحرارى الصاعد.

يهبط الهواء البارد ببطء ليحل محل الهواء الدافئ المتصاعد لذلك، يرتفع الهواء فى السحابة ويهبط الهواء حولها نظرًا لأن الهواء الهابط يمنع بشكل كبير النمو الحرارى أسفل منه، فإن السحب الركامية الصغيرة عادة ما يكون بينها قدر كبير من رؤية السماء الزرقاء فيما بينها (شكل -٣).

عندما تنمو الغيوم الركامية، فإنها تحجب الشمس عن الأرض هذا، بالطبع، يقطع التسخين السطحى والحمل الحرارى وبدون الإمداد المستمر للهواء الصاعد تبدأ السحابة فى التآكل مع تبخر قطراتها على عكس الحواف الحادة لنمو السحب الركامية، فإن السحابة الآن لها حواف غير واضحة، مع أجزاء من السحب تتمدد من جوانبها وحوافها عندما تبدأ السحابة فى التبدد (أو تتحرك مع



شكل -٢

تتشكل السحب الركامية عندما تنفصل فقاعات الهواء الدافئة غير المرئية عن السطح، ثم ترتفع وتبرد إلى مستوى التكثيف أسفل السحب الركامية وداخلها الهواء يكون صاعد حول السحابة، يهبط الهواء.

شكل -٣:
تتكون السحب الركامية فى ظهيرة صيف دافئ، تمثل كل سحابة منطقة ترتفع فيها درجات الحرارة من السطح. المناطق الصافية بين السحب هى المناطق التى يهبط فيها الهواء.

الريح)، يبدأ تسخين السطح مرة أخرى بوصول أشعة الشمس مما يعيد توليد حرارة أخري، والتى تتسبب فى تكون سحب ركامية جديدة هذا هو السبب الذى يجعلك ترى سحب ركامية تتكون ثم تختفى تدريجياً ثم تظهر مرة أخرى فى نفس المكان.

لنفترض أنه فى يوم صيفى دافئ ورطب وأن السماء مليئة بالغيوم الركامية تكون جميع قواعد السحب على نفس المستوى تقريبًا فوق سطح الأرض وتمتد قمم تلك السحب لارتفاع حوالى ألف متر فقط يعتمد تطور تلك السحب بشكل أساسى على استقرار الهواء ومحتوى الرطوبة لتوضيح كيفية تأثير تلك العوامل على تكوين سحب الحمل الحراري، سنقوم بالنظر إلى خصائص درجة الحرارة والرطوبة داخل فقاعة الهواء الصاعدة نظرًا لأن حركات الهواء الفعلية التى تدخل فى تكوين السحب معقدة نوعًا ما، فسوف نبسط الأمور عن طريق وضع هذه الافتراضات:

١- لا يحدث خلط بين الهواء الصاعد ومحيطه.

٢- تتكون السحابة الركامية بفعل التسخين فقط (دون النظر لسحب الركام التى تنتج بأى عامل آخر).

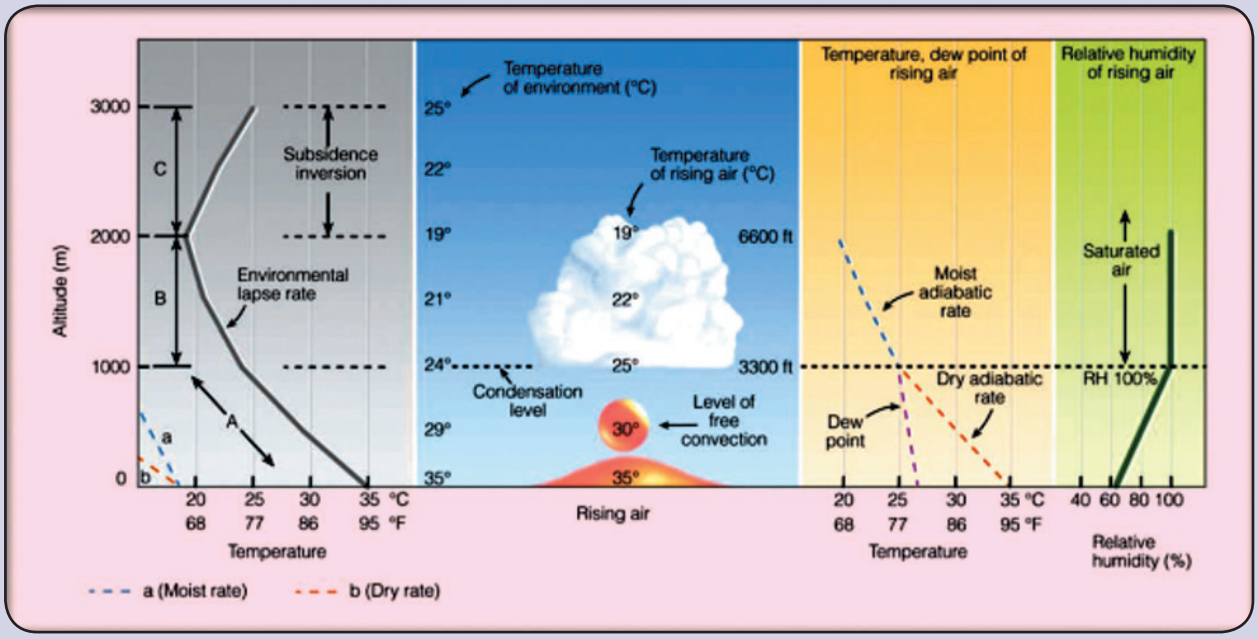
٣- تتكون السحب عندما تكون الرطوبة النسبية ١٠٠ بالمائة داخل كتلة الهواء الصاعدة.

٤- يظل الهواء الصاعد داخل السحابة مشبعاً ببخار الماء.

معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط فى هذا اليوم بالذات مبين فى شكل -٤ ويمثل بخط رمادى غامق فى أقصى يسار الرسم التوضيحي، تشير تغير درجة حرارة الهواء المحيط إلى تغيرات فى استقرار الغلاف الجوى معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط فى الطبقة A أكبر من معدل التناقص الحرارى الجاف، وبالتالى فإن الطبقة غير مستقرة تمامًا طبقات الهواء فوقها . الطبقة B والطبقة C. كلاهما مستقرتان تمامًا نظرًا لأن معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط فى كل طبقة أقل من معدل التناقص الحرارى الرطب ومع ذلك، فإن معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط الإجمالى من السطح حتى قاعدة الانقلاب الحرارى أعلى السحابة (٢٠٠٠م) هو ٧,٥ درجة مئوية لكل ١٠٠٠ م، مما يشير إلى جو غير مستقر مشروطاً.

ونفترض أن فقاعة هواء دافئة ورطبة جدًا بدرجة حرارة هواء ٣٥ °م ودرجة حرارة نقطة الندى ٢٧ °م، تنفصل عن السطح وتبدأ فى الارتفاع (كما هو موضح فى المنتصف من شكل -٤) لاحظ أنه على ارتفاع قليل فوق سطح الأرض، يكون الهواء داخل الفقاعة أكثر دفئًا من الهواء المحيط به، لذا فالفقاعة تظل طافية وترتفع لأعلى بحرية، يسمى هذا المستوى فى الغلاف الجوى حيث يصبح الهواء المتصاعد أكثر دفئًا من الهواء المحيط بمستوى الحمل الحرارى الحر (Level of Free Convection) ستستمر الفقاعة الصاعدة فى الارتفاع ما دامت أن حرارتها أكثر دفئاً من محيطها.

يبرد الهواء الصاعد بمعدل ثابت الحرارة الجاف وتنخفض نقطة الندي، ولكن ليس بالسرعة نفسها



شكل -٤ : تطور السحب الركامية

يختلف معدل انخفاض نقطة الندى باختلاف محتوى الرطوبة للهواء الصاعد، ولتكن تقريبًا ٢°م/كم شائعة الاستخدام لذلك، عندما يبرد الهواء الصاعد غير المشبع، تقترب درجة حرارة الهواء ونقطة الندى من بعضهما البعض بمعدل ٨°م/كم تؤدى هذه العملية إلى زيادة الرطوبة النسبية للهواء (موضحة فى أقصى الجانب الأيمن من شكل -٤ بالخط الأخضر الداكن)

على ارتفاع ١٠٠٠ م، يبرد الهواء إلى نقطة الندي، والرطوبة النسبية أصبحت ١٠٠٪، ويبدأ التكثيف، وهنا نبدأ رؤية تشكل وتكون السحابة يسمى الارتفاع الذى تتشكل فيه تلك السحابة بمستوى التكثيف

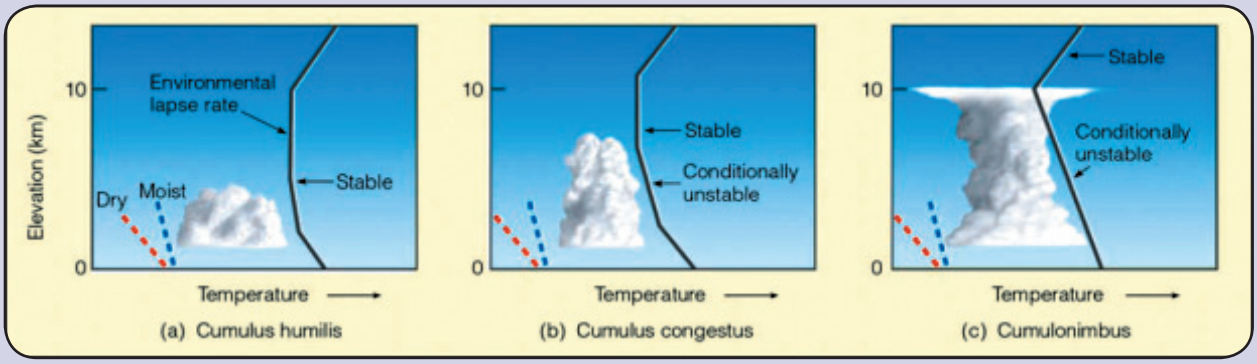
Lifting Condensation Level (LCL)

فوق مستوى التكثيف، يكون الهواء الصاعد مشبعًا ويبرد بمعدل التبريد الرطب مع استمرارية التكثف، وبما أن بخار الماء يتحول إلى قطرات سحابية سائلة، فإن درجة حرارة نقطة الندى داخل السحابة تنخفض بسرعة أكبر مع صعود الهواء عن ذى قبل يظل الهواء مشبعًا حيث تنخفض درجة حرارة الهواء ونقطة الندى عند معدل التبريد الرطب (موضحه فى المنطقة البرتقالية من (شكل -٤).

لاحظ أن الهواء الصاعد داخل السحابة يظل أكثر دفئًا من الهواء المحيط به ويستمر فى الصعود التلقائى لأعلى عبر الطبقة B يمثل الجزء العلوى من الكتلة السحابية على ارتفاع ٢٠٠٠ متر نهاية الهواء الصاعد، والذى وصلت برودته عند هذا الارتفاع إلى درجة حرارة مساوية للوسط المحيط به وبالتالى سيواجه الهواء صعوبة فى الصعود فوق هذا الارتفاع بسبب الاستقرار بالانقلاب الحرارى فوقه مباشرة، إن انعكاس الهبوط.

كما رأينا يلعب استقرار الغلاف الجوى أعلى مستوى التكثف LCL دورًا رئيسيًا فى تحديد النمو الرأسى للسحب الركامية كما هو واضح فى (شكل -٥) أنه عندما تبدأ طبقة مستقرة عميقة على مسافة قصيرة فوق قاعدة السحابة، فإن الركام الضعيف فقط هو القادر على التكون Cu إذا كانت هناك طبقة عميقة غير مستقرة استقرارا مشروطًا فوق قاعدة السحابة، فمن المرجح أن ينمو الركام البرجى TCu، مع انتفاخ للقمم تشبه القرنبيط عندما تكون الطبقة غير المستقرة المشروطة عميقة للغاية. عادة ما تكون أكبر من ٤ كم (٢,٥ ميل) فقد يتطور السحب الركامية البرجية إلى الركام المزن Cb

نادرا ما تمتد السحب الركامية لأعلى مستوى التروبوبوز، طبقة الستراتوسفير مستقرة تمامًا، لذلك بمجرد أن تخترق السحابة التروبوبوز، فإنها عادة ما تتوقف عن النمو عموديًا وتنتشر أفقيًا بسبب درجات الحرارة المنخفضة عند هذا الارتفاع فإن البلورات الثلجية ستتكون فى الجزء العلوى من السحابة عند خطوط العرض الوسطي، يؤدى هبوب الرياح القوية بالقرب من التروبوبوز تحرك بلورات الجليد فى اتجاه أفقى مع اتجاه الرياح، مما ينتج عنه الشكل البارز من



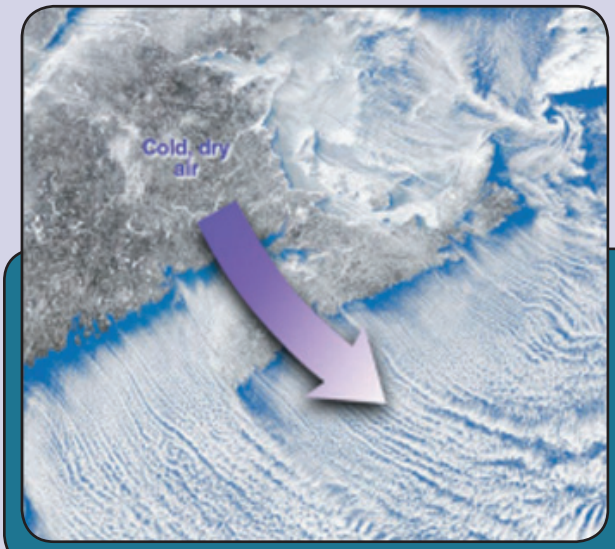
شكل -٥ : التغيرات فى استقرار الهواء، كما يتضح من معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط، تأثير بشكل كبير على نمو السحب الركامية

أعلى السحابة المزنية بما يعرف بالسندان لسحب الركام المزن (شكل-٦)

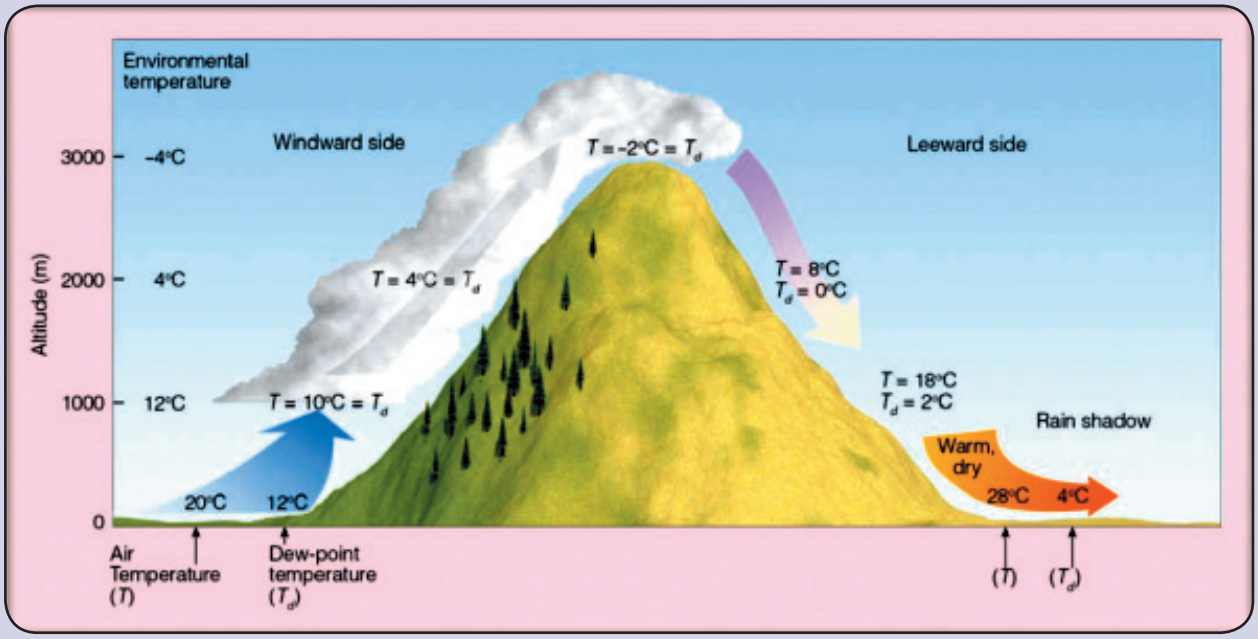
يعتمد التطور الرأسى للسحابة الحملية أيضًا على الاختلاط الذى يحدث حول محيطها فتمزج السحابة الصاعدة كتلة بخار الماء المشكل لها مه الهواء البارد داخلها إذا كانت البيئة المحيطة بالسحابة جافة جداً، فإن قطرات الماء المشكل للسحب تتبخر بسرعة إن تأثير الاحتباس الحراري، إذن، عن طريق حقن هواء أكثر برودة فى السحابة والتبخر اللاحق لقطرات السحب يكون سبب فى زيادة معدل تبريد الهواء الصاعد إذا اقترب معدل التبريد من معدل الحرارة الجافة، يتوقف الهواء عن الصعود ولم تعد السحابة تتزايد، على الرغم من أن معدل التناقص الحرارى قد يشير إلى جو غير مستقر مشروطاً.

استعرضنا تكون السحب بالحمل الحرارى فوق الأرض ولكن يحدث أيضًا الحمل الحرارى وتطور السحب الركامية فوق المسطحات المائية الكبيرة عندما يتدفق الهواء البارد فوق مسطحات مائية شاسعة دافئة نسبيًا، فتصبح الطبقة الدنيا من الغلاف الجوى دافئة ورطبة يؤدى هذا إلى عدم الاستقرار. يبدأ الحمل الحرارى وتتشكل السحب الركامية إذا تحرك الهواء فوق الماء الأكثر دفئًا بشكل تدريجي، كما هو الحال فى بعض الأحيان فوق المحيطات

شكل -٦ : التغيرات فى استقرار الهواء، كما يتضح من معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط، تأثير بشكل كبير على نمو السحب الركامية



شكل -٧ : منظر من القمر الصناعى لسحب ركامية متكونة فى شكل صفوف فوق المحيط الأطلسى فى حين يكتسح الهواء القطبى الشمالى البارد والجاف كندا ثم يخرج فوق المياه الدافئة لاحظ أن السحب غير متواجدة فوق اليابسة ومباشرة على طول الساحل، ولكنها تتكون وتغلظ وتتكاثف بالتدريج مع ارتفاع درجة حرارة الهواء السطحى وزعزعته للاستقرار كلما بعيدنا عن الشاطئ.



شكل -٨ رفع التضاريس، وتطور السحب، وتشكيل ظل المطر

المفتوحة، يحدث انتقال حرارى أكثر نشاطًا ويمكن أن تتحول السحابة الركامية إلى ركامية برجية وأخيراً فى الركام المزن لوحظ هذا التسلسل لتطور السحب من الأقمار الصناعية حيث تتحرك الرياح الشمالية الباردة جنوباً فوق الأجزاء الشمالية من المحيطين الأطلسى والهادئ (شكل-٧).

بمجرد تشكل سحابة الحمل الحراري، يلعب الاستقرار والرطوبة والمزج دورًا فى تطوره الرأسى ومع ذلك، يتم تحديد المستوى الذى تتشكل فيه السحابة فى البداية بشكل أساسى من خلال درجة حرارة السطح ومحتوى الرطوبة فى الأجواء الحرارية الناشئة.

التضاريس والسحب

من الواضح أن الهواء المتحرك أفقيًا لا يمكن أن يمر من خلال عقبة كبيرة، مثل الجبل، لذلك يجب أن يتجنبها بالمرور فوقها أو حولها يسمى الرفع الإجبارى على طول حواجز التضاريس برفع التضاريس Topographic Lifting ففى كثير من الأحيان تصعد كتل هوائية كبيرة عندما تقترب من سلسلة طويلة من الجبال مثل سيبيريا أو جبال أطلس أو جبال الألب ينتج عن هذا الرفع تبريد، وإذا كان الهواء رطباً، تتشكل السحب تسمى السحب المتشكلة بهذه الطريقة بالسحب التضاريسية Topographic Clouds، ويعتمد نوع السحابة التى تتشكل على استقرار الهواء ومحتوى الرطوبة على جانب الجبل المعاكس لاتجاه الرياح Mountain Leeward Side، حيث يتحرك الهواء إلى أسفل المنحدر فيسخن هذا الهواء الهابط أصبح أكثر جفافاً، نظرًا لأنه تم التخلص من كمية كبيرة من رطوبته على شكل غيوم وهطول الأمطار على الجانب المواجه للريح.

السحب والرفع بفعل التضاريس

يُعطى مثال للصعود الطبوغرافى وتشكل وتطور السحب فى (شكل -٨) قبل الصعود وفوق الجبل، تبلغ درجة حرارة الهواء عند قاعدة الجبل على الجانب المواجه للريح ٢٠°م ودرجة حرارة نقطة الندى ١٢°م لاحظ أن الغلاف الجوى غير مستقر بشكل مشروط، كما يتضح من معدل التناقص الحرارى للوسط المحيط البالغ -٨°م/كم

مع صعود الهواء غير المشبع، تنخفض درجة حرارة الهواء بمعدل ثابت الحرارة الجاف (١٠°م/كم) وتنخفض درجة حرارة نقطة الندى عند ٢°م/كم لاحظ أن الهواء الصاعد المبرد يصل إلى نقطة الندى ويصبح مشبعًا على ارتفاع ١كم هذا المستوى (يسمى مستوى الرفع بالتكثيف LCL.) يمثل قاعدة السحابة التى تشكلت مع صعود الهواء (بتأثير الجبل) عندما يتكثف الهواء المشبع المتصاعد إلى عدة بلايين من قطرات السحب السائلة، وعندما يتم تحرير الحرارة الكامنة بواسطة بخار التكثيف، تنخفض

درجة حرارة الهواء ودرجة حرارة نقطة الندى بالمعدل الحرارى الذاتى الرطب- Moist adiabatic rate

على قمة الجبل، درجة حرارة الهواء ونقطة الندى كلاهما(-٢°م) لاحظ فى (شكل -٨) أن درجة الحرارة هذه أعلى من درجة حرارة الهواء المحيط (-٤°م) وبالتالي، فإن الهواء الصاعد عند هذا المستوى ليس فقط أكثر دفئًا ولكنه غير مستقر فيما يتعلق بمحيطه لذلك، يجب أن يستمر الهواء الصاعد فى الصعود ويتحول إلى سحابة ركامية أكبر بكثير.

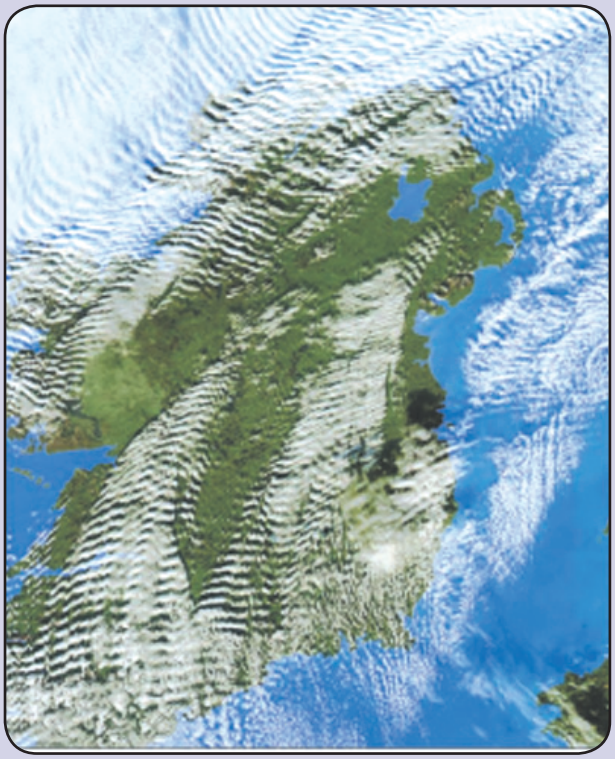
لنفترض، مع ذلك، أن الهواء الموجود أعلى الجبل (درجة الحرارة ونقطة الندى البالغة (٢°م) مجبر على النزول إلى قاعدة الجبل على الجانب المواجه للريح إذا افترضنا أن السحابة لا تزال على الجانب المواجه للرياح ولا تمتد إلى ما بعد قمة الجبل فى الجهة الأخري، فإن درجة حرارة الهواء الهابط ستزداد بالمعدل الذاتى الجاف (١٠°م/كم) وصولاً إلى قاعدة الجبل، (تزداد درجة حرارة نقطة الندى بمعدل أقل بكثير من ٢°م/كم).

كما يمكننا ملاحظة فى (شكل - ٨) أنه على الجانب المعاكس للريح، بعد هبوط الهواء ٣ كم، تكون درجة حرارة الهواء ٢٨°م ودرجة حرارة نقطة الندى هى ٤°م أصبح الهواء الآن أكثر دفئًا بمقدار ٨°م مما كان عليه قبل رفعه فوق الجبل إن ارتفاع درجة حرارة الهواء على الجانب المعاكس للريح هو نتيجة تحويل الحرارة الكامنة إلى حرارة منطلقة ومحسوسة أثناء التكثيف على الجانب المواجه للريح (فى الواقع، يكون الهواء الصاعد أعلى الجبل أكثر دفئًا مما كان سيحدث لو لم يحدث التكثيف) انخفاض درجة حرارة نقطة الندي، وبالتالى الهواء الجاف على الجانب المعاكس للريح هو نتيجة لتكثيف بخار الماء وبقائها على شكل قطرات سحابة سائلة وهطول الأمطار على الجانب المواجه للريح.

باختصار، هناك عدة مفاهيم مهمة يجب الخروج بها من تكون السحب بصعود الهواء فوق الجبل:

١- يسخن الهواء النازل من الجهة الأخرى من الجبل عن طريق التسخين بالانضغاط، وعند وصوله إلى سطح الأرض، يمكن أن يكون أكثر دفئًا من الهواء على نفس المستوى على الجانب المواجه للريح، خاصة عند حدوث التكثيف وتنطلق الحرارة الكامنة على جانب الريح.

٢- عادة ما يكون الهواء على الجانب المعاكس للرياح من الجبل أكثر جفافًا من الهواء على الجانب المواجه للريح لأن الماء غالباً ما يظل على شكل غيوم وهطول على الجانب المواجه للريح، كما تؤدى انخفاض درجة



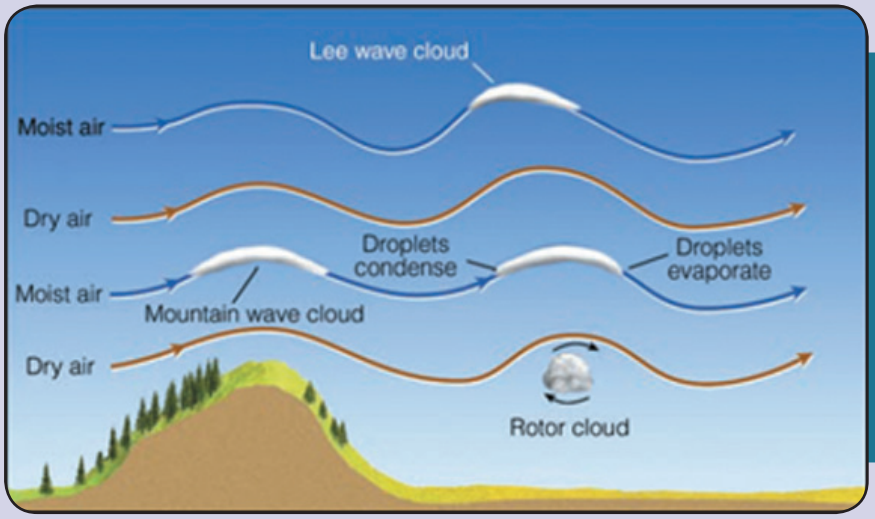
شكل -٩ : منظر القمر الصناعى لسحب الأمواج التى تشكل عدة كيلومترات فى اتجاه الريح للجبال فى اسكتلندا وإيرلندا

حرارة نقطة الندى وارتفاع درجة حرارة الهواء على الجانب المعاكس للرياح إلى انخفاض الرطوبة النسبية وإمكانية أكبر لتبخر الماء وتصحر المنطقة والتى تسمى Rain Shadow

تشكل الغيوم أسفل الجبال

على الرغم من أن السحب أكثر انتشارًا على الجانب المواجه للريح من الجبل، إلا أنه قد يتشكل أو تمتد سحب فى ظل ظروف جوية معينة على الجانب المعاكس للريح أيضًا (الجانب الآخر من الجبل) على سبيل المثال، غالبًا ما يتحرك الهواء المستقر المتدفق فوق جبل فى سلسلة موجيه والتى قد تمتد لعدة مئات من الكيلومترات على الجانب الآخر من الجبل (شكل ٩، ١٠) تشبه تلك الحركة الموجية كموجات الماء التى تتشكل فى مجرى النهر عند اصطدامها بصخرة كبيرة وتلك السحب الموجية غالبًا ما يكون لها شكل عدسة مميز وتسمى عادة السحب العدسية (Lentecular Cloud)

يظهر تكوين السحب العدسية فى شكل -١٠، عندما يرتفع الهواء الرطب على الجانب المعاكس للرياح من



شكل -١٠ : تسمى السحب العدسية التى تتشكل فى الموجة مباشرة فوق الجبل بسحب موجة الجبل. بينما تسمى الغيوم التى تشكل اتجاه الريح من الجبل غيوم موجة لى قد تتشكل سحابة دوارة مضطربة على الجانب السفلى من قمة موجة لي

الموجة فيبرد ويتكثف وينتج سحابة الموجة فى اتجاه الجانب الآخر من الجبل، يهبط الهواء ويدفأ، وتتبخر السحابة وعند النظر إليها من الأرض، تبدو الغيوم بلا حركة بينما يندفع الهواء خلالها وحولها، ومن ثم، غالباً ما يشار إليها باسم السحب الموجية الثابتة نظراً لأنها تتشكل بشكل متكرر على ارتفاعات حيث تتشكل السحب المتوسطة، فإنها تسمى أيضًا بالعدسات الثابتة العالية (Standing Lenticular Clouds)

عندما يكون الهواء بين الطبقات المكونة للسحب جافًا جدًا بحيث لا ينتج عنه أى سحب، فإن السحب العدسية سوف تتشكل واحدة فوق الأخرى فى الواقع، عندما تهب رياح قوية بشكل عمودى تقريباً على سلسلة جبلية شاهقة فقد تمتد الموجات الجبلية إلى الستراتوسفير مما ينتج عنه عرضاً مذهلاً، يشبه أحيانًا أسطولاً من المركبات الفضائية الدوارة (Roter Clouds) (شكل -١١)

لاحظ فى شكل-١٠ أنه أسفل السحابة العدسية فى منطقة هبوط الرياح من سلسلة الجبال، تتشكل حركة دوامية اضطرابيه كبيرة قد يبرد الجزء الصاعد من الهواء الدوامى بدرجة كافية لإنتاج سحابة يمكن رؤيتها تسمى سحابة دوارة (Roter Cloud) الهواء فى منطقة السحب الدوارة مضطرب جداً ويشكل خطرًا كبيرًا على حركة الطيران فى المنطقة المجاورة توجد أيضًا ظروف خطرة على الطيران بالقرب من الجانب الآخر من الجبل عند منطقة الهبوط الشديد للهواء خلف الجبل.

والآن وبعد استعراض مفهوم الاستقرار وتكوين السحب، سنناقش الدور الذى قد يلعبه الاستقرار فى تغيير سحابة من نوع إلى آخر

شكل -١١: تميل الغيوم العدسية إلى التكون فوق الجبال وفى اتجاه الريح تميل أيضًا إلى البقاء فى مكان واحد حيث يندفع الهواء من خلالها هنا . تتشكل السحب العدسية فوق التضاريس الجبلية

تغيير أنماط وأشكال السحب

فى ظل ظروف معينة، قد تتغير طبقة الهواء من سحب طبقية متوسطة Altostratus إلى سحب ركامية متوسطة Altocumulus يحدث هذا إذا برد الجزء العلوى من سطح سحابة As بينما تسخن قاعدتها نظرًا لأن الغيوم تمتص وتشع الأشعة تحت الحمراء جيداً، فغالبًا ما يبرد الجزء العلوى من السحابة لأنه يشع طاقة الأشعة تحت الحمراء إلى الفضاء بسرعة أكبر من امتصاصه للطاقة الشمسية وفى الوقت نفسه، فإن الجزء السفلى من السحابة سوف يسخن لأنه يمتص طاقة الأشعة تحت الحمراء من الأسفل بسرعة أكبر مما تشع هذه الطاقة بعيدًا عنها.

تجعل هذه العملية الطبقة السحابية غير مستقرة بشكل مشروط لدرجة أن خلايا الحمل الحرارى الصغيرة تنشأ داخل السحابة نفسها الحركات لأعلى ولأسفل فى طبقة السحابة تنتج عناصر كروية تضفى على السحابة مظهر نتوئى متكتلاً تتشكل السحابة فى الجزء الصاعد من خلية الحمل وتظهر فراغات واضحة بين السحب فى أماكن تيارات الهبوط من خلية الحمل ذاتها

قد تتشكل سحب Cs & Cc بطريقة مماثلة عندما تكون الرياح موزعة بتناسق موحد إلى حد ما فى جميع أنحاء طبقة السحب، فتظهر مكونات السحابة الجديدة هذه موزعة بالتساوى فى السماء، ومع ذلك، إذا تغيرت سرعة الرياح أو اتجاهها مع الارتفاع (يحدث ذلك مع الموجات الاضطرارية للهواء)، فإن المحاور الأفقية لخلايا الحمل تتماشى مع متوسط اتجاه الرياح ثم تترتب عناصر السحب الجديدة فى صفوف ويتم تسميتها باسم سحب الشوارع (Cloud Streets) (شكل -١٢) عندما تصل التغيرات فى سرعة الرياح واتجاهها

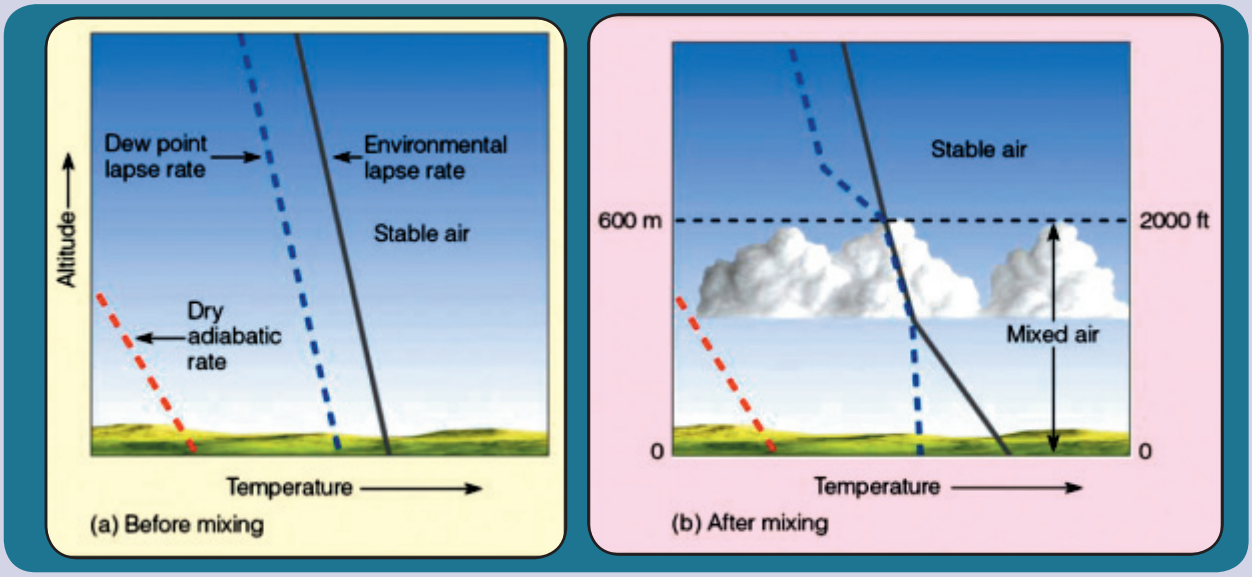
شكل-١٢ : منظر القمر الصناعى للشوارع السحابية، صفوف من السحب الطبقية تتشكل فوق المناظر الطبيعية الدافئة فى جورجيا

إلى قيمة حرجة، ويغطى الانقلاب الحرارى الطبقات المكونة للسحب، قد تتشكل السحب على شكل موجة والتى تسمى السحب العاتية billow clouds على طول الجزء العلوى من طبقة السحب كما هو موضح فى شكل -١٣ وتلك السحب أيضاً مؤشراً على وجود إضرابات بالقرب من سطح الأرض خطرة على الطيران خصوصاً أثناء الإقلاع والهبوط

من حين لآخر، تظهر سحب ركامية متوسطة Ac تمتد رأسياً وتأخذ الشكل البرجى غالبًا ما تأخذ الغيوم شكل

شكل -١٣ : تتكون السحب المتدفقة فى منطقة تتغير فيها سرعة الرياح بسرعة مع الارتفاع. هذه منطقة قص الرياح العمودية القوية (المزيد حول موضوع قص الرياح وتشكيل هذه السحب مذكور فى الفصل ٩، ص ٢٣٤)

شكل -١٤ : مثال على سحب ركامية طولية castellanus



شكل -١٥ : يمكن أن ينتج عن خلط طبقة رطبة من الهواء بالقرب من السطح مجموعة من السحب الطبقية

المراكب العائمة، ولهذا السبب يطلق عليها (altocumulus castellanus) (شكل-١٤) تتشكل تلك السحب عندما تمتد التيارات الصاعدة داخل السحابة إلى هواء غير مستقر مشروطاً أعلى السحابة وغالباً فإن طفو الهواء المتصاعد يأتى من انطلاق الحرارة الكامنة من عملية التكثيف داخل السحابة يمكن أن تحدث هذه العملية فى سحب ركامية سمحاقيه Cc، مما يؤدى إلى إنتاج سحب ركامية سمحاقيه يطلق عليها اسم Altocumulus Castellanus، وعندما تظهر فى السماء فإنها تشير إلى أن المستوى الأوسط من طبقة التروبوسفير أصبح غير مستقر (مزعزع للاستقرار) غالبًا ما يكون عدم الاستقرار هذا مقدمة لظهور رخات مطر لذا من المحتمل أن تتحول سماء الصباح المليئة بالسحب الركامية متوسطة الارتفاع إلى رخات مطر بعد الظهر ومن المحتمل عواصف رعدية

من حين لآخر، يؤدى تحريك طبقة رطبة من الهواء المستقر إلى إنتاج السحب الطبقية فى (شكل -١٥ «أ»)، الهواء مستقر وقريب من التشبع افترض أن الرياح القوية تخلط طبقة الهواء من سطح الأرض حتى ارتفاع ٦٠٠ متر (شكل -١٥) (ب) كما رأينا سابقاً، سوف يزداد معدل التناقص الذاتى مع برودة الجزء العلوى من الطبقة ويظل الجزء السفلى دافئًا فى الوقت نفسه سيجعل هذا الخلط توزيع للرطوبة فى تلك الطبقة أكثر تجانساً فى نفس الوقت تؤدى درجة الحرارة الأكثر دفئًا وانخفاض محتوى الرطوبة إلى جفاف الجزء السفلى من الطبقة.

من ناحية أخري، يؤدى انخفاض درجة الحرارة وزيادة محتوى الرطوبة إلى تشبع الجزء العلوى من الطبقة المختلطة، مما ينتج عنه طبقة من السحب الركامية لاحظ فى (شكل-١٥) (ب) أن الهواء فوق منطقة الخلط لا يزال مستقرًا فيتوقف صعود الهواء مما يمنع المزيد من الخلط فى بعض الحالات، قد يتكون انقلاب حرارى فعلى أعلى السحب ومع ذلك، إذا ارتفعت درجة حرارة السطح بشكل كبير، فقد يخترق الصعود الحرارى المنطقة المستقرة وقد تتغير سحب Sc إلى سحب منفصلة على نطاق واسع، مثل Cu أو TCu غالبًا ما تحدث طبقة Sc تتحول إلى سماء تتخللها سحب ركامية متزايدة مع زيادة تسخين السطح فى أيام الصيف الدافئ والرطب.

المراجع

C Donald Ahrens, R Henson : 2019 - Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment, 12th Edition Cengage Customer & Sales Support, 1 - 800 - 354 - 9706, ISBN - 13: 978 - 1 - 337 - 61666 - 9, 20 Channel Center Street, Boston, MA 02210, USA

Maarten H P Ambaum 2010: Thermal Physics of the Atmosphere, John Wiley & Sons, Ltd ISBN: 978 - 0 - 470 - 74515 - 1