استقراريه الغلاف الجوي

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

في فصلي الربيع والخريف فوق سلاسل جبال البحر الأحمر وصحراء سيناء وصعيد مصر تتكون العواصف الرعدية. يبدأ اليوم صافٍ ومشرق والسماء زرقاء مثل مياه المحيط، لا تشوبها شائبة لأي أثر سحابة في كل هذا الفراغ ..... ومع ذلك، بحلول الظهيرة، تبدأ الغيوم في التكون فوق الجبال، ويبدو أنها تأتي من العدم، من لا شيء، كخليقة خاصة.

تتكاثر الغيوم وتتحد، وتتجمع السحب الركامية مثل زهرة القرنبيط الكبيرة، وتتراكم على بعضها البعض في سلسلة جبال أخري معلقة في الهواء يكون نطاقها أكبر من حجم تضاريس الجبال الأرضية أسفل منها.

تتزاحم الأشكال الهائلة من السحب وتتصادم أيوناتها، ويسمع صوت الرعد فوق الأرض التي كانت مشمسة منذ قليل. تظهر المزيد من الغيوم في السماء الصافية، أشكالها عملاقة ذات رأس سندان مع وميض من البرق داخل أعماقها. أسطول تلك السحب يتجمع ويتقدم، يطفو على تيارات هوائية في الجو مما يجعله يظهر، عندما تنظر إلية من أسفل، كما يري ركاب أسطول السفن أسماك في البحر.

سنوضح في هذا المقال عمليات الغلاف الجوي التي تشير إليها تلك العمليات الفيزيائية، وأولها استقرارية الغلاف الجوي.

استقرار الغلاف الجوي

تتكون معظم السحب في الغلاف الجوي بصعود الهواء وتبريده. فالسؤال الذي يتبادر في ذهننا هو «لماذا يصعد الهواء لأعلي في بعض الحالات ولا يصعد في حالات أخري؟» و« لماذا يختلف حجم وشكل السحب بدرجة كبيره عندما يرتفع الهواء لأعلي؟»، دعونا نرى كيف ستساعدنا معرفة حالات الاستقرار للهواء في الإجابة على تلك الأسئلة.

عندما نتحدث عن استقرار الغلاف الجوي، فإننا نشير إلى حالة من التوازن. على سبيل المثال، الصخرة A المستقرة في الوادي (شكل - ١) تعتبر في حالة استقرار. إذا تم دفع الصخرة لأعلى المنحدر الجانبي للجبل ثم تركتها، فسوف تعود بسرعة إلى موقعها الأصلي. من ناحية أخرى، فإن الصخرة B، المثبتة على قمة الجبل، حيث أن دفعة طفيفة ستجعلها تبتعد عن موقعها الأصلي وتهبط في اتجاه الوادي ولن تعود إلى مكانها الأصلي وبالتالي فهي في حالة غير مستقرة.

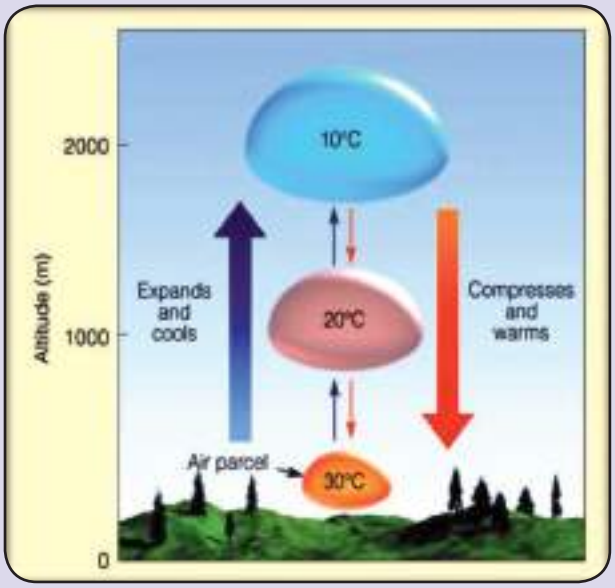
بتطبيق تلك المفاهيم على الغلاف الجوي، يمكننا

شكل – ١

إدراك أن الهواء في حالة مستقرة عندما يميل إلى العودة لموضعه الأصلي، وعند إجباره على الصعود أو الهبوط - فهو يقاوم تحركه لأعلى أو لأسفل (فاستقرار الغلاف الجوي هو قدرته على مقاومه الحركة الصاعدة). وعلى العكس يكون الهواء في حالة غير مستقرة، عند إعطائه دفعة صغيرة، فيتحرك بعيدًا ولا يعود لموضعه الأصلي - فهو يفضل الحركة لأعلى أو لأسفل بأقل دفعة صغيرة (فعدم الاستقرار في الغلاف الجوي هو قابليته للصعود أو الهبوط بأقل دفعة للهواء وعدم عودته للحالة التي بدأ منها).

ولمتابعة سلوك الهواء الصاعد والهابط، يجب أولاً تخيلنا أننا بإمكاننا وضع بعض من الهواء في غلاف مرن ورقيق. يشار إلى هذا الحجم الصغير من الهواء على أنه حيز من الهواء "Parcel of air". على الرغم من أن حركة وانتقال وحجم الهواء يمكن أن يتسع أو يتقلص بحرية، إلا أنه لا يتفكك ويظل كتلة متماسكة. في الوقت نفسه، لا يمكن أن يختلط الهواء المحيط ولا الحرارة الخارجية مع الهواء الموجود داخل ذلك الحيز من الهواء. يحدد الحيز الذي تشغله جزيئات الهواء داخل تلك الكتلة كثافة الهواء، ويرتبط متوسط سرعة الجزيئات ارتباطًا مباشرًا بدرجة حرارة هذا الهواء، كما تحدد الجزيئات التي تصطدم بجدران هذا الحيز ضغط الهواء بداخل ذلك الحيز.

على سطح الأرض يكون لهذا الحيز الهوائي نفس درجة حرارة وضغط الهواء المحيط به. لنفترض أننا دفعنا الحيز الهوائي ليتحرك لأعلي في الغلاف الجوي. كما نعلم أن ضغط الهواء يتناقص مع الارتفاع. وبالتالي أيضاً، ينخفض ضغط الهواء المحيط بالحيز. فيسمح الضغط المنخفض في الخارج لجزيئات الهواء في الداخل بدفع جدران الحيز للخارج، مما يؤدي إلى اتساع حجم هذا الحيز. ونظرًا لعزلة عن الوسط المحيط وبالتالي عدم وجود مصدر خارجي للطاقة، يجب أن تستخدم جزيئات الهواء بالداخل بعضًا من طاقتها للتمدد وزيادة حجم هذا الحيز. يظهر هذا على أنه متوسط سرعات جزيئية بمعدل أبطأ، مما يؤدي إلى انخفاض درجة حرارة هذا الحيز. إذا تم إنزال الحيز إلى سطح الأرض، فإنه يعود إلى منطقة يكون فيها ضغط الهواء المحيط أكبر. الضغط العالي يضغط علي الجدار الخارجي للحيز مرة أخرى ليعود إلى حجمه الأصلي فينكمش. يزيد هذا الضغط من متوسط سرعة جزيئات الهواء فترتفع درجة حرارة الحيز. ويمكن تلخيص ما

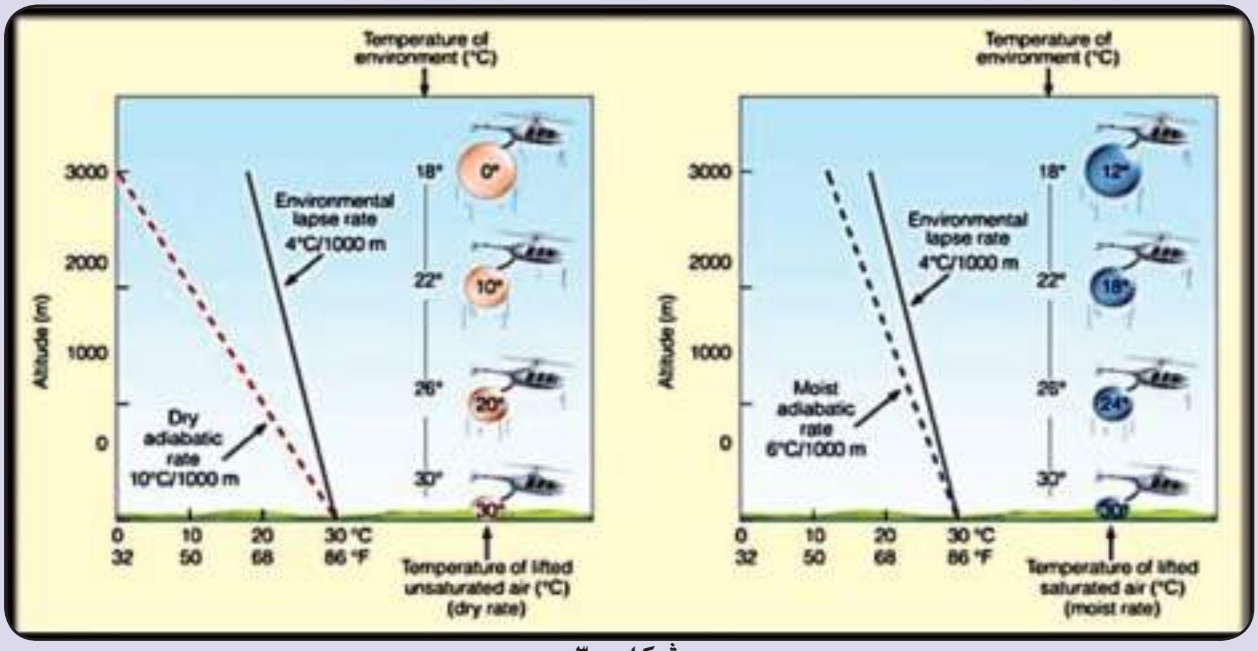


شكل – ٢

سبق بتمدد الحيز من الهواء أثناء الصعود فيبرد، في حين ينضغط الحيز أثناء الهبوط فيسخن.

إذا تمدد جزء من الهواء وبرد، أو انضغط ودفأ، ولم يكن هناك أي تبادل للحرارة مع الوسط المحيط، فإن هذا الوضع يسمى عملية حرارية ذاتية "Adiabatic Process". طالما أن الهواء الموجود في حيز الهواء الرطب (الرطوبة النسبية أقل من ١٠٠٪)، يظل معدل التبريد أو التسخين الذاتي ثابتًا. يبلغ معدل التسخين أو التبريد الذاتي في الهواء الرطب حوالي ١٠ °م/كم مع التغير في الارتفاع (هبوطاً أو ارتفاعا على التوالي). ولذلك فإن هذا المعدل يسمى المعدل الذاتي الحراري الجاف (شكل - ٢).

عندما يبرد الهواء الصاعد، تزداد رطوبته النسبية عند اقتراب درجة حرارته لدرجة حرارة نقطة الندى، فإذا برد إلى درجة حرارة نقطة الندى يصبح مشبعاً أي الرطوبة النسبية ١٠٠٪. ويؤدي الاستمرار في الرفع إلى زيادة كمية قطرات بخار الماء عن الحد المسموح للهواء أن يحمله وبالتالي تتكثف قطرات البخار الزائدة عن التشبع وهذا ما يسمي بالتكثيف؛ وعند هذا الحد تبدأ السحابة بالظهور وتنطلق الحرارة الكامنة داخل حيز الهواء الصاعد. ونظرًا لأن الحرارة المضافة أثناء التكثيف تعوض بعضًا من التبريد الناتج عن التمدد بالصعود، فإن الهواء لم يعد يبرد بالمعدل الذاتي الحراري الجاف ولكن بمعدل أقل يسمى معدل التبريد



شكل – ٣

الذاتي للهواء الرطب. إذا هبط حيز الهواء وكانت مشبعاً ببخار الماء، فستنضغط وتدفأ بمعدل التسخين الذاتي للهواء الرطب بسبب تبخر القطرات السائلة لأن تبخر قطرات السائل سينقص من معدل التسخين بالانضغاط. ومن ثم، فإن المعدل الذي يؤدي به صعود أو هبوط الهواء المشبع إلى تغيير في درجة الحرارة - فالمعدل الحراري الذاتي الرطب يكون أقل من المعدل الحراري الذاتي الجاف.

افترض الآن في الشكل (٣ - ب) أن حيز من الهواء الرطب حرارته ٣٠°م قد تم رفعه عن سطح الأرض. مع صعوده، يبرد بمعدل تناقص الحرارة الجاف (١٠°م / كم) فتكون درجة الحرارة داخل الحيز عند ١٠٠٠ متر ٢٠°م، أو أقل من الهواء المحيط به بمقدار ٦ °م (شكل ٣ - ب)، ونلاحظ أنه مع ارتفاع حيز الهواء لأعلي، يزداد الفرق في درجة الحرارة بينه وبين الهواء المحيط. حتى إذا كان حيز الهواء مشبع في البداية (شكل ٣ - أ)، فإنه سيبرد بمعدل الرطوبة - ٦°م / كم - وسيكون أكثر برودة من الوسط المحيط على جميع المستويات. في كلتا الحالتين، يكون الهواء الصاعد أبرد وأثقل من الهواء المحيط به. وبالتالي فإن الجو مستقر تمامًا في هذا المثال. ويكون الغلاف الجوي دائمًا مستقرًا تمامًا عندما يكون معدل تناقص الوسط المحيط أقل من معدل تناقص حرارة الحيز من الهواء الرطب.

تحديد الاستقرار

نحدد استقرار الهواء من خلال مقارنة درجة حرارة حيز الهواء الصاعد بدرجة حرارة الهواء المحيط. إذا كان حيز الهواء الصاعد أبرد ممن حوله، فسيكون أكبر كثافة (أثقل) ويميل إلى العودة إلى مستواه الأصلي. في هذه الحالة يكون الهواء مستقرًا لأنه يقاوم الحركة الصاعدة. بينما إذا كان حيز الهواء الصاعد أكثر دفئًا من الهواء المحيط، وبالتالي أقل كثافة (أخف) من الهواء المحيط، فسيستمر في الصعود حتى يصل إلى نفس درجة حرارة الوسط المحيط. في هذه الحالة يكون الهواء غير مستقر لأنه يستمر في حركته الصاعدة، وبالتالي فالمعرفة إذا كان الهواء الصاعد مستقر أو غير مستقر فإننا نحتاج إلى مقارنة درجة حرارة الهواء الصاعد ومحيطة على مستويات مختلفة من طبقات الجو العليا.

الغلاف الجوي المستقر (Stable Atmosphere)

لنفترض أننا أطلقنا جهاز محمول بالبالون يسمى المسبار اللاسلكي (الراديو سوند). وبينما يحمل البالون الراديو سوند ويصعد لأعلى، يرسل الراديو سوند للمحطة الأرضية بيانات طبقات الجو العليا بما فيها درجة الحرارة، كما هو موضح في الشكل - ٣ (يسمى هذا التمثيل الرأسي لدرجة الحرارة بـ sounding). لاحظ أن درجة حرارة الهواء المقاسة بواسطة المسبار

اللاسلكي في شكل - ٣ تتناقص بمقدار ٤ °م / كم. تذكر أن المعدل الذي تتغير به درجة حرارة الهواء مع الارتفاع يسمى معدل التناقص. (Lapse Rate) ولأن هذا هو المعدل الذي ستتغير به درجة حرارة الهواء المحيط بنا إذا صعدنا إلى طبقات الغلاف الجوي العليا، فسوف نشير إليه بمعدل تناقص الوسط المحيط (Environment Lapse Rate).

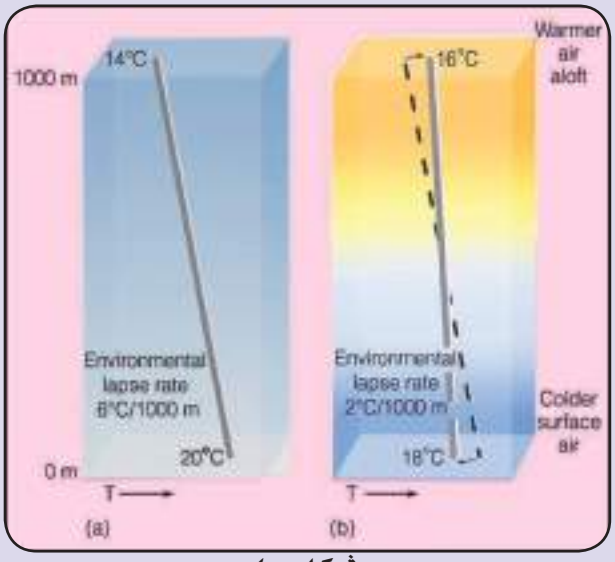
(١) يكون الهواء الصاعد المشبع أبرد وأثقل من الهواء المحيط به عند كل مستوى. لو تحرر هذا الهواء، سيعود إلى موضعه الأصلي وهو سطح الأرض.

(٢) يكون الهواء الصاعد الرطب أبرد وأثقل من الهواء المحيط به عند كل مستوى. لو تحرر هذا الهواء، سيعود إلى موضعه الأصلي وهو سطح الأرض.

يحدث جو مستقر تمامًا عندما يكون معدل التناقص الحراري للوسط المحيط أقل من معدل التناقص الحراري الرطب. في الغلاف الجوي المستقر، يكون حيز الهواء الصاعد أبرد وأكثر كثافة من الهواء المحيط به، وإذا أتيحت له الفرصة (بمعنى آخر، إذا تم إطلاقه)، فإنه سيعود إلى موضعه الأصلي.

ونظرًا لأن الهواء في الجو المستقر تمامًا يقاوم بشدة الحركة الرأسية الصاعدة، فإنه إذا أُجبر على الصعود، فإنه يميل إلى الانتشار بالحركة الأفقية. فإذا تشكلت السحب في هذا الهواء الصاعد، فإنها أيضًا ستنتشر أفقيًا في طبقات رقيقة نسبيًا وعادة ما تكون لها قمم وقواعد مسطحة. ومن المتوقع تكون سحب طبقية الشكل - مثل Stratus أو Nimbostratus أو Altostratus أو Cirrostratus - والتي تتشكل في جو مستقر.

والسؤال المهم الآن، ما هي الشروط اللازمة لتحقيق الجو المستقر؟، فكما رأينا سابقاً، يكون الغلاف الجوي مستقرًا عندما يكون معدل تناقص درجة حرارة الوسط المحيط صغيراً؛ أي عندما يكون الاختلاف في درجة الحرارة بين الهواء السطحي والهواء العلوي صغيرًا نسبيًا فيميل الغلاف الجوي إلى أن يصبح أكثر استقرارًا - ويحدث ذلك إما مع ارتفاع درجة حرارة الهواء العلوي أو تبريد الهواء السطحي. إذا تم استبدال الهواء العلوي بهواء أكثر دفئًا (فمثلاً التأثر بغزو هوائي دافئ علوي - Upper air Warm Advection) ولم تتغير حرارة الهواء السطحي بشكل ملحوظ، فإن معدل التناقص الحراري مع الارتفاع يقل ويصبح الغلاف الجوي أكثر استقرارًا. وبالمثل، يقل معدل التناقص الحراري مع الارتفاع ويصبح الغلاف الجوي أكثر استقراراً عندما



شكل – ٤

شكل – ٥

تبرد الطبقة السفلية (شكل - ٤)، ويمكن أن يكون تبريد الهواء السطحي ناتجًا عن:

١- برودة سطح الأرض بالفقد الإشعاعي ليلاً (Radiation Cooling).

٢- التدفق الهوائي السطحي البارد الذي تجلبه الرياح (الغزو البارد - Cold Advection).

٣- تحرك كتلة الهواء فوق سطح بارد.

فمثلاً عندما يكون الغلاف الجوي أكثر استقرارًا في الصباح الباكر عند شروق الشمس، وعند تسجيل أدنى درجة حرارة للهواء السطحي، فإذا أصبح الهواء السطحي مشبعًا في هذا الجو المستقر، فمن المحتمل أن تتكون طبقة عجاج "Haze" أو ضباب "Fog" (شكل - ٥).

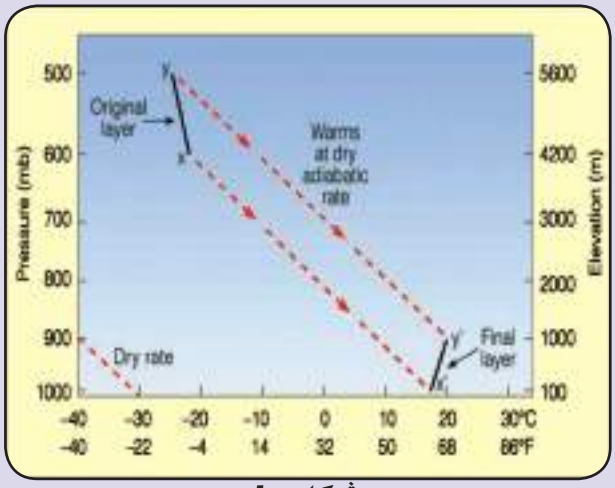
طريقة أخرى يصبح الغلاف الجوي أكثر استقرارًا عندما تهبط طبقة كاملة من الهواء العلوي لأسفل. على

سبيل المثال، إذا هبطت طبقة من الهواء الرطب والتي يزيد سمكها عن ١٠٠٠م وتغطي مساحة كبيرة، فإن الطبقة بأكملها ستدفأ عن طريق الانضغاط الذاتي. عندما تهبط تلك الطبقة أكثر، تنضغط بفعل وزن الغلاف الجوي وتنكمش رأسياً. الجزء العلوي من الطبقة يهبط بدرجة أكبر، وبالتالي ترتفع درجة حرارته أكثر من الجزء السفلي. هذه الظاهرة موضحة في شكل - ٦، فبعد الهبوط يكون الجزء العلوي من الطبقة أكثر دفئًا من القاع، ويتم تكون الانقلاب الحراري. تسمى الانقلابات الحرارية التي تتشكل مع هبوط الهواء ببطء على مساحة كبيرة بانقلاب الهبوط (subsidence inversions). يحدث ذلك في بعض الأحيان على السطح، ولكن في كثير من الأحيان، تحدث كلما ارتفعنا وغالبًا ما ترتبط بمناطق مرتفعات جوية شاسعة ويكون السبب هو حركات الهواء الهابطة المرتبطة بتلك الأنظمة الهوائية.

السؤال الآن: لماذا يمثل الانقلاب الحراري جوًا مستقرًا تمامًا؟، والإجابة هي أنه داخل الانقلاب يستقر الهواء الدافئ أعلي الهواء البارد، فإذا صعد حيز من الهواء إلى مستوي الانقلاب الحراري، فإنه يصبح أكثر برودة، بينما يصبح الهواء المحيط به أكثر دفئًا. ومعلوم أن الهواء الأكثر برودة يميل إلى الهبوط. ولذلك تعمل مستويات الانقلابات الحرارية كغطاء مانع لحركة الهواء رأسياً. عند وجود انقلاب حراري بالقرب من الأرض، تتكون وتتركز السحب الطبقية والضباب والعجاج والملوثات كلها بالقرب من سطح الأرض وذلك لعدم وجود حركة صاعدة للهواء. وفي الواقع تحدث معظم حالات تلوث الهواء (رمال - غبار - ضباب - دخان - .....) بهبوط مستوي الانقلاب الحراري بالقرب من سطح الأرض.

الطبقة y - x مبدئيًا يبلغ سمكها ١٤٠٠ م. إذا هبطت الطبقة بأكملها ببطء، فإنها تنضغط في الهواء الأكثر كثافة بالقرب من سطح الارض. نتيجة للهبوط، ترتفع درجة حرارة الجزء العلوي من الطبقة أكثر من الجزء السفلي، وتصبح الطبقة بأكملها (y` - x`) أكثر استقراراً ، وفي هذا المثال تشكل انقلاباً حرارياً.

وقبل أن ننصرف لفهم الجو الغير مستقر، دعنا أولاً نفحص حالة تُعرف باسم الاستقرار المحايد (neutral stability). إذا كان معدل التناقص الحراري مساويًا تمامًا لمعدل الحرارة الجافة، فإن الهواء الرطب الصاعد أو الهابط سوف يبرد أو يسخن بنفس معدل الهواء

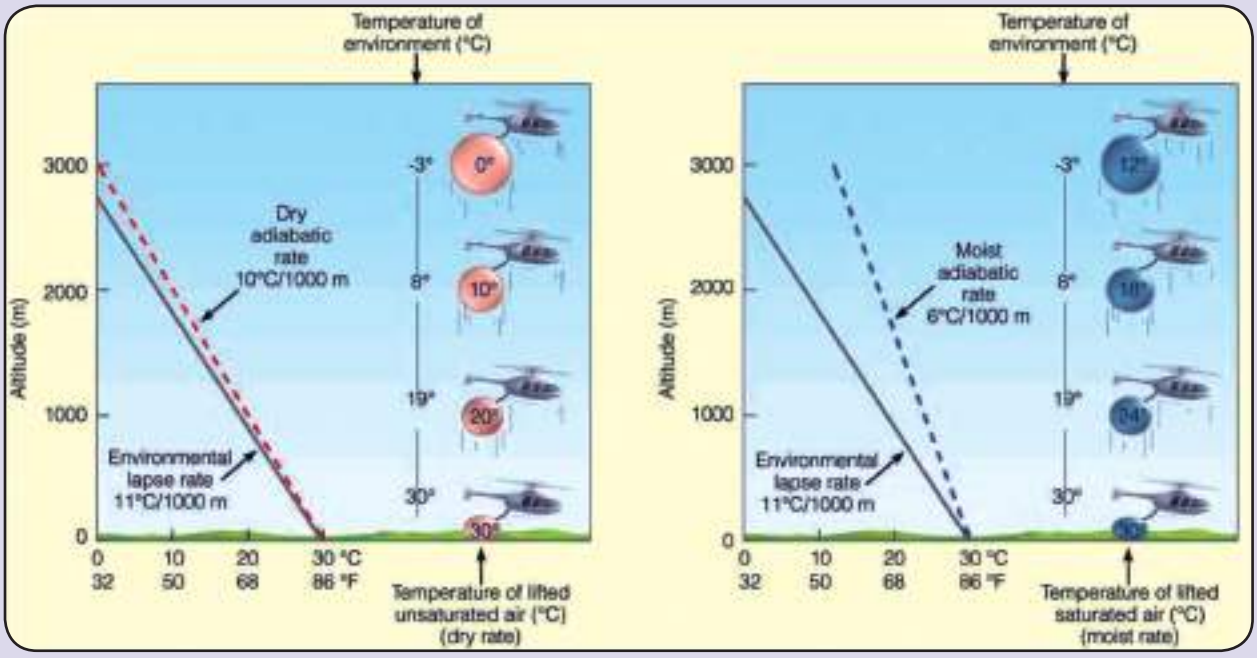


شكل – ٦

المحيط به. وفي كل مستوى، سيكون لها نفس درجة حرارة وكثافة الهواء المحيط. نظرًا لأن هذا الهواء لا يميل إلى الاستمرار في الصعود أو الهبوط، يُقال إن الغلاف الجوي مستقر استقرارا محايداً. أما بالنسبة للهواء المشبع فيوجد استقرار محايد عندما يكون معدل التناقص الحراري للوسط المحيط مساويًا لمعدل الحرارة الرطب.

الغلاف الجوي الغير مستقر
(Unstable Atmosphere)

لنفترض أن المسبار اللاسلكي (الراديو سوند) يرسل درجات حرارة الهواء فوق الأرض (شكل ٨ - ب). فكما تحدثنا سابقاً أننا نحدد استقرار الغلاف الجوي من خلال مقارنة معدل التناقص الحراري للوسط المحيط بمعدلات الحرارة الرطبة والجافة لحيز من الهواء (Air Parcel). في هذه الحالة، يكون معدل التناقص الحراري للوسط المحيط ١١°م/كم. فسوف يبرد الحيز من الهواء الرطب الصاعد من سطح الأرض بمعدل التناقص الحراري الجاف. ونظرًا لأن معدل التناقص الحراري الجاف (١٠°م/كم) أقل من معدل التناقص للوسط المحيط (١١°م/كم)، سيكون الحيز من الهواء أكثر دفئًا من الهواء المحيط وسيستمر في الصعود، ويتحرك باستمرار لأعلى بعيدًا عن موضعه الأصلي منتجاً جواً غير مستقر. وبطبيعة الحال، فإن الحيز من الهواء المبرد والمشبع عند معدل التبريد الذاتي الرطب سيكون أكثر دفئًا من الهواء المحيط به (شكل ٨ - أ). في كلتا الحالتين، فإن الحيز الهوائي، بمجرد أن يبدأ في



(١) يكون الهواء الصاعد المشبع أسخن وأخف من الهواء المحيط به عند كل مستوى. لو تحرر هذا الهواء، سيرتفع لأعلي ولن يعود إلى موضعه الأصلي.

(٢) يكون الهواء الصاعد رطبأسخن وأخف من الهواء المحيط به عند كل مستوى. لو تحرر هذا الهواء، سيرتفع لأعلي ولن يعود إلى موضعه الأصلي.

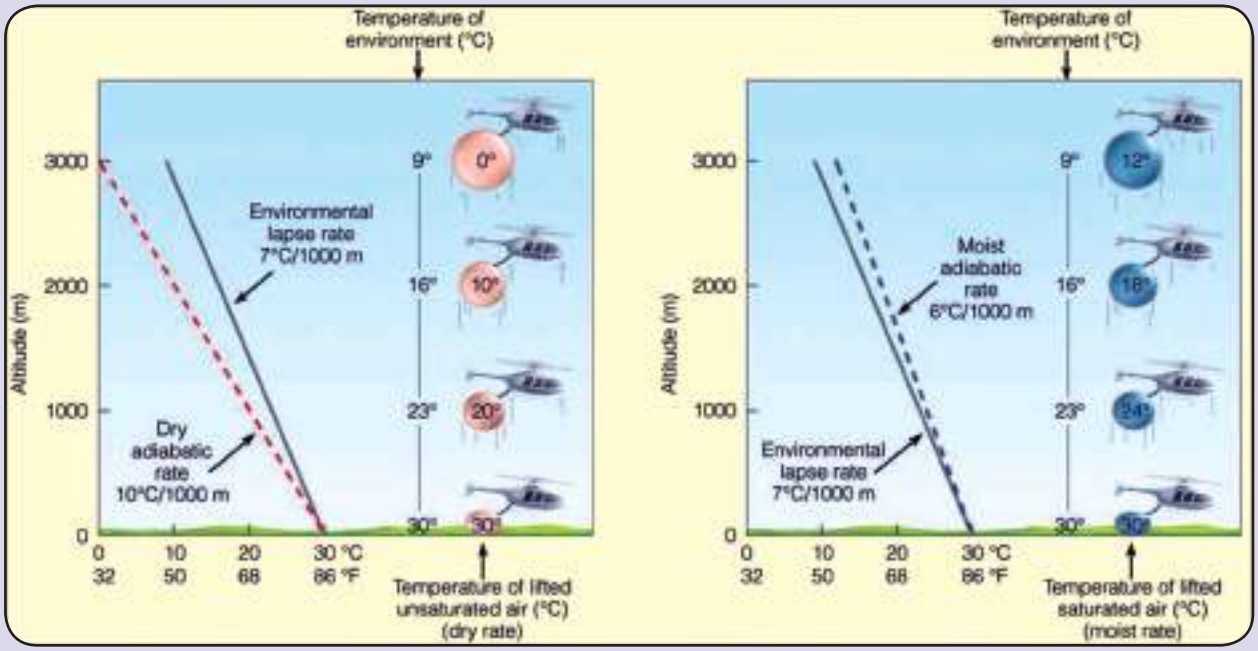
صورة خريطة شكل رقم ٨

يحدث الجو الغير مستقر عندما يكون معدل التناقص الحراري للوسط المحيط أكبر من معدل التناقص الحراري الرطب. في الغلاف الجوي الغير مستقر، يكون حيز الهواء الصاعد أسخن وأقل كثافة من الهواء المحيط به. لو تحرر هذا الهواء، سيرتفع لأعلي ولن يعود إلى موضعه الأصلي.

الصعود، سيستمر في الصعود من تلقاء نفسه لأن الحيز الهوائي الصاعد يكون أكثر دفئًا وأقل كثافة من الهواء المحيط به. يُقال إن الجو في هذا المثال غير مستقر تمامًا (Absolutely unstable). الحيز الهوائي في جو غير مستق، كونه أكثر دفئًا وأقل كثافة من محيطه، تؤثر علية قوة دفع للصعود (تسمى قوة الطفو). كلما زادت درجة حرارة الحيز الهوائي مقارنة بالمحيط، زادت قوة الطفو، وزادت سرعة ارتفاع الحيز الهوائي، وينتج عدم الاستقرار المطلق عندما يكون معدل التناقص الحراري للوسط المحيط أكبر من معدل الحرارة الجافة.

الغلاف الجوي الغير مستقر المشروط (Conditionally unstable Atmosphere)

في شكل - ٩ يكون معدل التناقص للوسط المحيط هو ٧ °م/كم، فعندما يرتفع حيز من الهواء الرطب، فإنه يبرد بمعدل التبريد الذاتي الجاف ويكون أبرد عند كل مستوى من الهواء المحيط به (شكل ٩ - ب). لذلك، سوف يميل إلى العودة إلى مستواه الأصلي لأنه في جو مستقر. الآن، افترض أن الحيز الهوائي المتصاعد مشبع ببخار الماء. في (شكل ٩ - أ)، يكون الهواء الصاعد أكثر دفئًا من محيطة عند كل مستوى. بمجرد دفع الحيز الهوائي لأعلى، فإنه يميل إلى التحرك في هذا الاتجاه؛ الجو غير مستقر للحيز الهوائي المشبع. في هذا المثال، يُقال إن الجو غير مستقر مشروطًا. يعتمد هذا النوع من الاستقرار على ما إذا كان الهواء الصاعد مشبعًا أم لا. عندما يكون الحيز الهوائي الصاعد غير مشبع، يكون الغلاف الجوي مستقرًا؛ عندما يتشبع حيز الهواء، يكون الجو غير مستقر. يعني عدم الاستقرار المشروط أنه إذا أمكن رفع الهواء الرطب إلى مستوى يصبح فيه مشبعًا، فسوف ينتج عن ذلك عدم استقرار. وبالتالي يحدث عدم الاستقرار المشروط عندما يكون معدل التناقص الحراري الذاتي للوسط المحيط بين معدل التناقص الحراري الرطب ومعدل التناقص الحراري الجاف.



(١) يكون الهواء الصاعد المشبع أسخن وأخف من الهواء المحيط به عند كل مستوى. سيكون الغلاف الجوي غير مستقر عند مستوي التشبع للهواء الصاعد.

(٢) يكون الهواء الصاعد الرطب أبرد وأثقل من الهواء المحيط به عند كل مستوى. سيكون الغلاف الجوي مستقر إذا كان الهواء الصاعد غير مشبع.

صورة خريطة شكل رقم ٩

الجو الغير مستقر المشروط. يكون الغلاف الجوي مستقرًا إذا كان الهواء الصاعد غير مشبع (ب). ولكنه غير مستقر إذا كان الهواء الصاعد مشبعًا (أ). الغير مستقر المشروط عندما يكون معدل التناقص الحراري الذاتي للوسط المحيط بين معدل التناقص الحراري الرطب ومعدل التناقص الحراري الجاف.

أسباب عدم الاستقرار

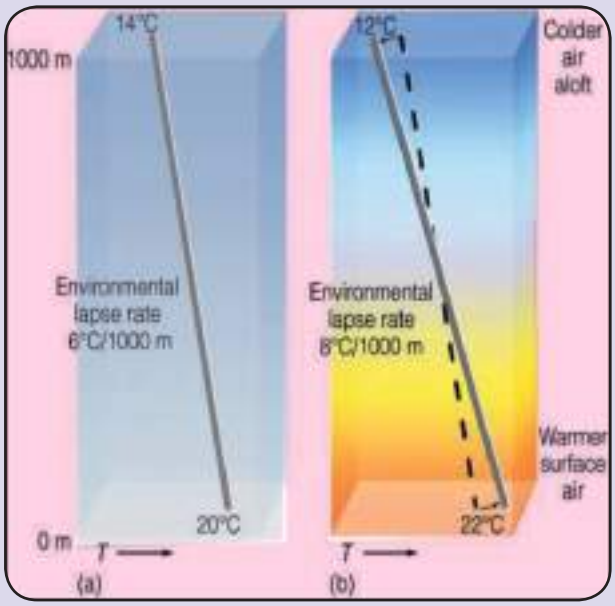
ما الذي يجعل الجو أكثر اضطراباً؟، والاجابة: هي أن الغلاف الجوي يصبح أكثر اضطراباً مع زيادة معدل تناقص الوسط المحيط بحده؛ أي تنخفض درجة حرارة الهواء بسرعة كلما صعد لأعلي. ويحدث الاضطراب هذا في حالة أن يكون الهواء في طبقات الجو العليا أكثر برودة أو أن الهواء السطحي يصبح أكثر دفئاً (شكل - ١١).

يكون تبريد الهواء في طبقات الجو العليا بسبب:

١- الرياح تجلب الهواء البارد (الغزو البارد - Cold Advection)

٢- انبعاث الأشعة تحت الحمراء من السحب (أو الهواء) إلى الفضاء (يسمي التبريد الإشعاعي - Radiation Cooling)

وقد يعود سبب ارتفاع درجة حرارة الهواء السطحي إلى:



شكل – ١١

١- تسخين السطح بطاقة الإشعاع الشمسي أثناء النهار

٢- تدفق الهواء الدافئ الذي تجلبه الرياح (الغزو الدافئ - Warm Advection)

٣- تحرك الهواء فوق سطح دافئ

يمكن أن ينتج عن الجمع بين الهواء البارد في الأعلى وهواء السطح الدافئ معدل تناقص حراري حاد وعدم استقرار في الغلاف الجوي كما يظهر في تشكيلة السحب في شكل - ١٢.

شكل – ١٢

في هذه المرحلة، يمكننا أن نرى أن استقرار الغلاف الجوي يتغير على مدار اليوم، ففي حالة وجود طقس صافي وهادئ أثناء شروق الشمس، يكون الهواء السطحي عادة أبرد من الهواء الأعلى منه، ويوجد انقلاب حراري إشعاعي، ويكون الغلاف الجوي مستقراً تماماً، كما يحدث من تركيز الدخان أو الضباب العالق بالقرب من سطح الأرض. ومع تقدم ساعات النهار، يُسَخن ضوء الشمس سطح الأرض وبالتالي يُدَفئ الهواء فوقه. ومع زيادة درجة حرارة الهواء بالقرب من سطح الأرض تصبح طبقة الغلاف الجوي السفلي تدريجيًا غير مستقرة - ويتزعزع الاستقرار - وتصل حالة عدم الاستقرار إلي أقصي درجة عادةً أثناء ساعات الحرارة العظمي في وقت الظهيرة.

وهنا من الممكن تلخيص بعض الحقائق والمفاهيم المتعلقة باستقرار الغلاف الجوي:

• تنخفض درجة حرارة الهواء في الجزء الصاعد من الهواء الرطب بمعدل التناقص الحراري الجاف (١٠ °م/كم، بينما تقل درجة حرارة الجزء الصاعد من الهواء المشبع بمعدل التناقص الحراري الرطب (تقريباً ٦ °م/ كم).

- يختلف معدل التناقص الحراري الجاف ومعدل التناقص الحراري الرطب بسبب أن الحرارة الكامنة تنطلق في الجزء الصاعد من الهواء المشبع بسبب كمية التكثف لبخار الماء.
- في الجو المستقر، عند رفع الجزء من الهواء لأعلي ويكون أبرد (أثقل) من الهواء المحيط به. وبالتالي، فإن الجزء من الهواء الذي تم رفعه يميل إلى العودة إلى موضعه الأصلي (يهبط).
- في الجو الغير مستقر، عند رفع الجزء من الهواء لأعلي فيكون أكثر دفئًا (أخف) من الهواء المحيط به، وبالتالي سيستمر في الارتفاع بعيدًا عن موضعه الأصلي.

المراجـــع

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