

3 Wolken

Wenn über das „Wetter“ gesprochen wird, ist meist die Bewölkung gemeint. „Schönes Wetter“ wird mit wolkenlosem Himmel in Verbindung gebracht, bei „schlechtem Wetter“ denken wir an graue, geschlossene Bewölkung und Regen. Tatsächlich enthalten Flugwettermeldungen zum großen Teil Angaben zur Bewölkung, da hier mit bestimmten Gefahren zu rechnen ist. Um die Gefahren verstehen und einschätzen zu können, sind die physikalischen Vorgänge zu verstehen, die zur Bildung der unterschiedlichen Formen von Bewölkung führen.

In diesem Kapitel werden die Vertikalbewegungen in der Luft zunächst begrifflich gefasst, um anschließend die Wolkenbildung mit ihren Besonderheiten verständlich zu machen. Im Hinblick auf Wettermeldungen werden die Systematik der Wolkenbezeichnungen betrachtet und einige für die Flugdurchführung relevante Wolkentypen illustriert.

3.1 Luftbewegungen

In der Atmosphäre finden unterschiedliche Luftbewegungen statt. Die wohl bekannteste Form ist der Wind, eine horizontal gerichtete Bewegung von Luft. Für die Wolkenbildung sind allerdings nicht die horizontalen, sondern die vertikalen Luftbewegungen in der Atmosphäre relevant. Mit der vertikalen Bewegung von Luft sind Volumen- und Temperaturänderungen verbunden, welche wiederum zu Änderungen der relativen Luftfeuchte und schließlich zur Kondensation in der Höhe – zur Wolkenbildung – führen

3.1.1 Schichtung in der Atmosphäre

In Kapitel 1.1.2 wurde bereits der Temperaturverlauf in der Atmosphäre skizziert. Für das Wettergeschehen relevant ist hierbei das Geschehen in der Troposphäre. Kennzeichnend für diese Schicht ist eine Temperaturabnahme mit der Höhe von durchschnittlich $0,65^\circ/100$ m, welche auch in der ICAO-Standardatmosphäre angenommen wird.

Die tatsächlichen Verhältnisse sehen allerdings nicht ganz so gleichmäßig aus. So nimmt die Temperatur unterschiedlich stark ab, und es gibt es auch innerhalb der Troposphäre Inversionen und Isothermien, also Bereiche in denen die Temperatur mit der Höhe zunimmt bzw. gleichbleibt.

Je nach Lage der Inversion wird auch zwischen **Bodeninversion** und **Freier bzw. Höheninversion** unterschieden. Bodeninversionen entstehen vor allem durch eine Abkühlung der Erdoberfläche in Folge nächtlicher Ausstrahlung (vgl. Kapitel 2.2.1).

In Abbildung 3-1 sind eine Inversion und eine Isothermie schematisch dargestellt. Abbildung 3-2 zeigt einen echten TEMP, wie der tatsächliche Temperaturverlauf mit der Höhe genannt wird. Neben dem Temperaturverlauf ist im TEMP auch der Verlauf der Taupunkttemperatur sowie die ICAO-Standardatmosphäre eingezeichnet.

Der tatsächliche Temperaturverlauf bestimmt die Schichtung der Atmosphäre. Mit der Schichtung sind die Begriffe Stabilität und Labilität verknüpft. Labilität bedeutet, dass einmal eingesetzte Luftbewegungen immer weiter beschleunigt werden und so zu starker Wolken- und Niederschlagsbildung führen. Inversionen und Isothermien wirken dagegen stabilisierend, da in diesen Schichten vertikale Luftbewegungen zum Stillstand kommen und sich das Wettergeschehen beruhigt.

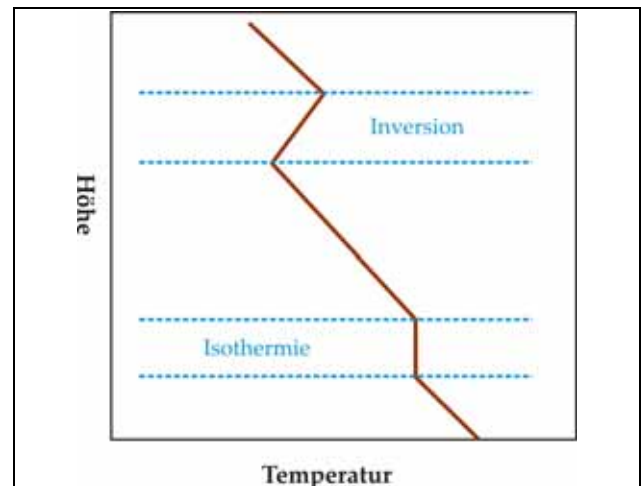


Abb. 3-1: Typischer Verlauf der Temperatur in der Troposphäre (rote Linie): Normalerweise nimmt die Temperatur mit der Höhe ab, es kann aber auch Schichten geben, in denen ein Inversion oder eine Isothermie vorliegt.

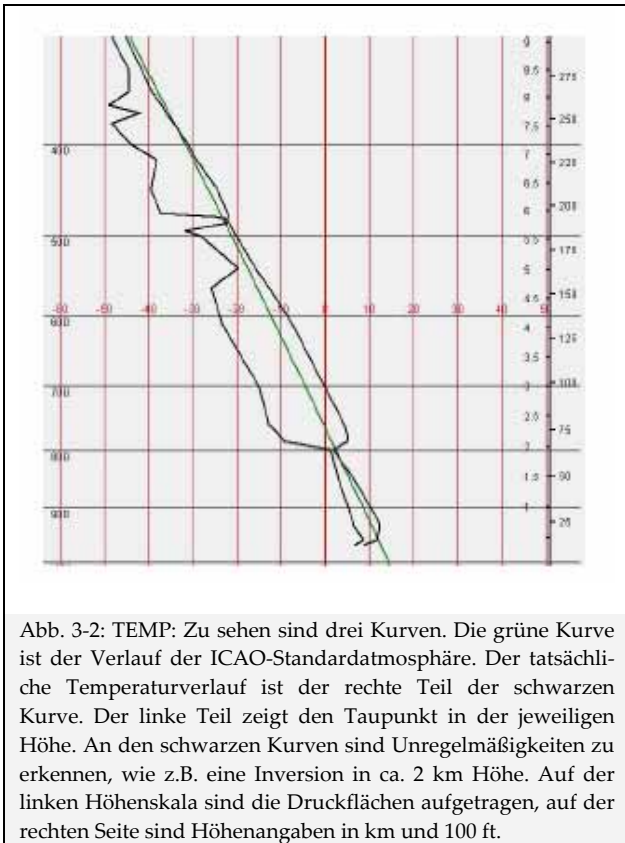


Abb. 3-2: TEMP: Zu sehen sind drei Kurven. Die grüne Kurve ist der Verlauf der ICAO-Standardatmosphäre. Der tatsächliche Temperaturverlauf ist der rechte Teil der schwarzen Kurve. Der linke Teil zeigt den Taupunkt in der jeweiligen Höhe. An den schwarzen Kurven sind Unregelmäßigkeiten zu erkennen, wie z.B. eine Inversion in ca. 2 km Höhe. Auf der linken Höhenskala sind die Druckflächen aufgetragen, auf der rechten Seite sind Höhenangaben in km und 100 ft.

3.1.2 Adiabatische Prozesse

Mit dem Aufstieg eines Luftpaketes ist eine Abkühlung verbunden. Der Grund hierfür ist der mit der Höhe nachlassende Luftdruck. Das Luftpaket kann sich beim Aufstieg ausdehnen, und diese Expansion ist mit einem Temperaturrückgang verbunden. Aus dem Alltag ist uns der umgekehrte Effekt bekannt, nämlich die Erwärmung bei Kompression von Luft. Beim Aufpumpen eines Fahrradreifens mit einer Handluftpumpe spüren wir sehr schnell eine deutliche Erwärmung der Luftpumpe.

Für ein Verständnis der Vorgänge in der Atmosphäre wird vereinfachend angenommen, dass ein aufsteigendes Luftpaket keine Durchmischung oder Wärmeaustausch mit der umgebenden Luft erfährt. Dies ist zwar für die realen Verhältnisse nur eine Näherung, aber eine sehr gute. Eine gewisse Wechselwirkung mit der Umgebung findet in den Randbereichen statt, spielt aber für den größten Teil des Luftpaketes keine Rolle. Außerdem verlaufen diese Vorgänge im Vergleich zum betrachteten Prozess, nämlich dem Aufstieg und der Abkühlung des Luftpaketes, deutlich langsamer und sind für die Betrachtungen hier deswegen vernachlässigbar.

Diese idealisierte, aber durchaus anwendbare Form der Luftbewegung wird **adiabatischer Aufstieg** genannt. Adiabatisch bedeutet demnach, dass bei einer Volumens- und Temperaturänderung bei vertikaler Luftbewegung kein Temperaturausgleich mit der Umgebung stattfindet. Wie stark die Abkühlung bei einem adiabatischen

Luftaufstieg ist, hängt davon ab, ob beim Aufstieg Kondensation stattfindet oder nicht. Freiwerdende Kondensationswärme kann dabei der Abkühlung entgegenwirken.

Adiabatische Vorgänge finden ohne Temperaturexaustausch mit der Umgebung statt.

3.1.3 Trockenadiabatischer Aufstieg

Mit der Erwärmung eines lokal begrenzten Luftpaketes am Boden (z.B. bei Sonneneinstrahlung über einem Steinbruch) nimmt die Dichte ab (vgl. Kapitel 1.2.3). Geringere Dichte bedeutet, dass es leichter wird als die umgebende Luft und dadurch aufsteigt. Während des Aufstiegs kühlt es sich außerdem ab. Bei ausreichend großem Spread wird es eine Weile aufsteigen und abkühlen können, ohne dass es zur Kondensation kommt; es handelt sich dann um trockenadiabatischen Aufstieg. Die Abkühlung beträgt dabei rund $1^\circ/100\text{ m}$. Dieser Wert ist der **trockenadiabatische Temperaturgradient**.

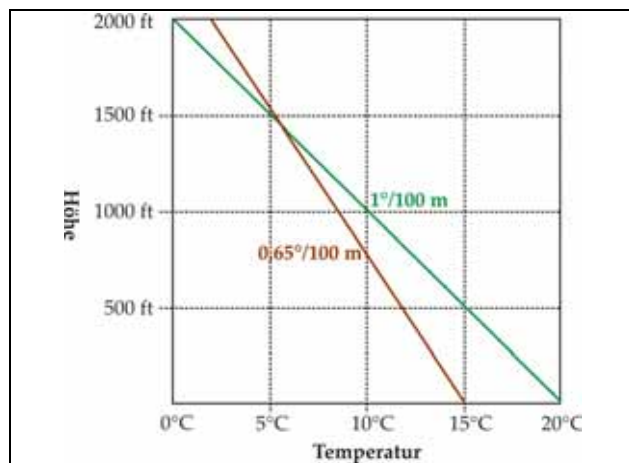


Abb. 3-3: Trockenadiabatischer Aufstieg: Die grüne Kurve zeigt den Temperaturverlauf eines trockenadiabatisch aufsteigenden Luftpaketes. Die Temperatur nimmt mit $1^\circ/100\text{ m}$ ab. Zum Vergleich ist der Temperaturverlauf der ICAO-Standardatmosphäre mit $0,65^\circ/100\text{ m}$ in braun eingezeichnet. Es ist zu erkennen, dass sich das Luftpaket beim trockenadiabatischen Aufstieg stärker abkühlt, als die Temperatur in der Umgebung abnimmt.

3.1.4 Feuchtadiabatischer Aufstieg

Wenn der Taupunkt des adiabatisch aufsteigenden Luftpaketes erreicht und bei weiterer Abkühlung unterschritten wird, setzt Kondensation ein. Beim Kondensationsvorgang wird Energie frei. Diese zuvor als latente Wärme enthaltene Energie wirkt der Abkühlung des Luftpaketes beim weiteren Aufstieg entgegen. Die Kondensationswärme „heizt“ die aufsteigende Luft. Dennoch kann die Abkühlung nicht ganz kompensiert werden. Die Luft kühlt sich auch beim feuchtadiabatischen Aufstieg weiter ab.

Die Abkühlung verläuft aber langsamer als im trockenadiabatischen Fall. Der genaue Wert des **feuchtadiabatischen Temperaturgradienten** hängt davon ab, wie viel Feuchtigkeit auskondensieren kann. Hiefür sind Temperatur und Höhe des Luftpakets relevant, so dass sich Abkühlungsraten zwischen $0,3$ und $0,9/100$ m ergeben. Im Mittel wird für den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten ein Wert von $0,6/100$ m angenommen.

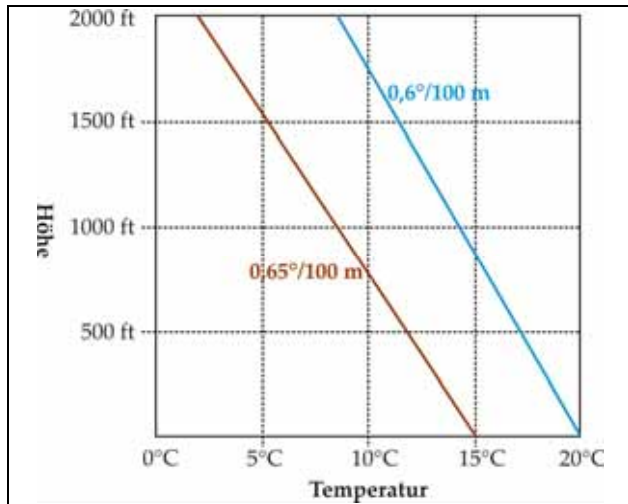


Abb. 3-4: Feuchtadiabatischer Aufstieg: Die blaue Kurve zeigt den Temperaturverlauf eines feuchtadiabatischen aufsteigenden Luftpakets. Die Temperatur nimmt mit $0,6/100$ m ab. Zum Vergleich ist der Temperaturverlauf der ICAO-Standardatmosphäre mit $0,65/100$ m in braun eingezeichnet. Es ist zu erkennen, dass sich das Luftpaket beim feuchtadiabatischen Aufstieg langsamer abkühlt, als die Temperatur in der Umgebung abnimmt.

3.1.5 Stabilität und Labilität

Ob ein aufsteigendes Luftpaket seinen Aufstieg fortsetzen kann, hängt von der Schichtung der umgebenden Luft ab. Hierbei spielt die Stabilität der Luftschichtung eine Rolle, wobei grundsätzlich **drei Situationen** zu unterscheiden sind:

- Stabilität
- Labilität
- Indifferenz

Stabilität

Eine stabile Situation ist dadurch gekennzeichnet, dass ein Körper (oder auch ein Luftpaket) bei Auslenkung um seine Ruhelage wieder in diese Ruhelage *zurückgeführt* wird. Ein Beispiel hierfür ist eine Kugel in der Mitte einer Schale. Wird sie aus der Mittellage ausgelenkt, rollt sie zurück und kommt nach einigem Hin- und Herpendeln wieder in der Mitte zu liegen.

Übertragen auf das Luftpaket bedeutet Stabilität, dass der Aufstieg des Luftpakets gebremst wird und das Luftpaket wieder in seine ursprüngliche Lage zurück-sinkt. Gemeint ist hierbei eine Situation, in der das

Luftpaket und die Umgebung dieselbe Temperatur haben. Beim Aufstieg kühlt sich das Luftpaket beispielsweise trockenadiabatisch ab. Damit es nun gebremst wird und wieder absinken kann, muss die Umgebung wärmer sein als das Luftpaket. Die Umgebung darf sich folglich nicht so stark abkühlen wie das Luftpaket beim trockenadiabatischen Aufstieg. Mit anderen Worten: **Der Gradient der umgebenden Luft (Schichtungsgradient) muss kleiner sein als der adiabatische Temperaturgradient (Hebungsgradient) des aufsteigenden Luftpakets.**

Labilität

Eine labile Situation ist dadurch gekennzeichnet, dass ein Körper (oder auch ein Luftpaket) bei Auslenkung um seine Ruhelage nicht wieder dorthin zurückkehrt, sondern dass die Bewegung aus der Ruhelage heraus sogar noch weiter *beschleunigt* wird. Ein Beispiel hierfür ist eine Kugel in der Mitte einer umgedrehten Schale. Es ist schon schwer, sie überhaupt dort zu liegen zu bekommen, und bereits die kleinste Störung sorgt dafür, dass sie herunter rollt und dabei zudem immer schneller wird.

Übertragen auf das Luftpaket bedeutet Labilität, dass ein Luftpaket beim Aufstieg sogar noch weiter beschleunigt wird. Damit es während des Aufstiegs tatsächlich weiter beschleunigt werden kann, muss sich die Umgebung stärker abkühlen als das Luftpaket selbst. Eine mit dem Aufstieg zunehmende Differenz zwischen Temperatur der aufsteigenden Luft und der Temperatur der umgebenden Luft erhöht den Auftrieb, das Luftpaket steigt umso schneller. **Der Schichtungsgradient muss demnach größer sein als der Hebungsgradient.**

Eine labile Schichtung in der Atmosphäre begünstigt die Bildung von **Thermik**. Hiermit sind durch Sonneneinstrahlung ausgelöste, hochreichende Vertikalbewegungen von Luft gemeint, die mit Wolken und oft auch mit Niederschlag verbunden sind.

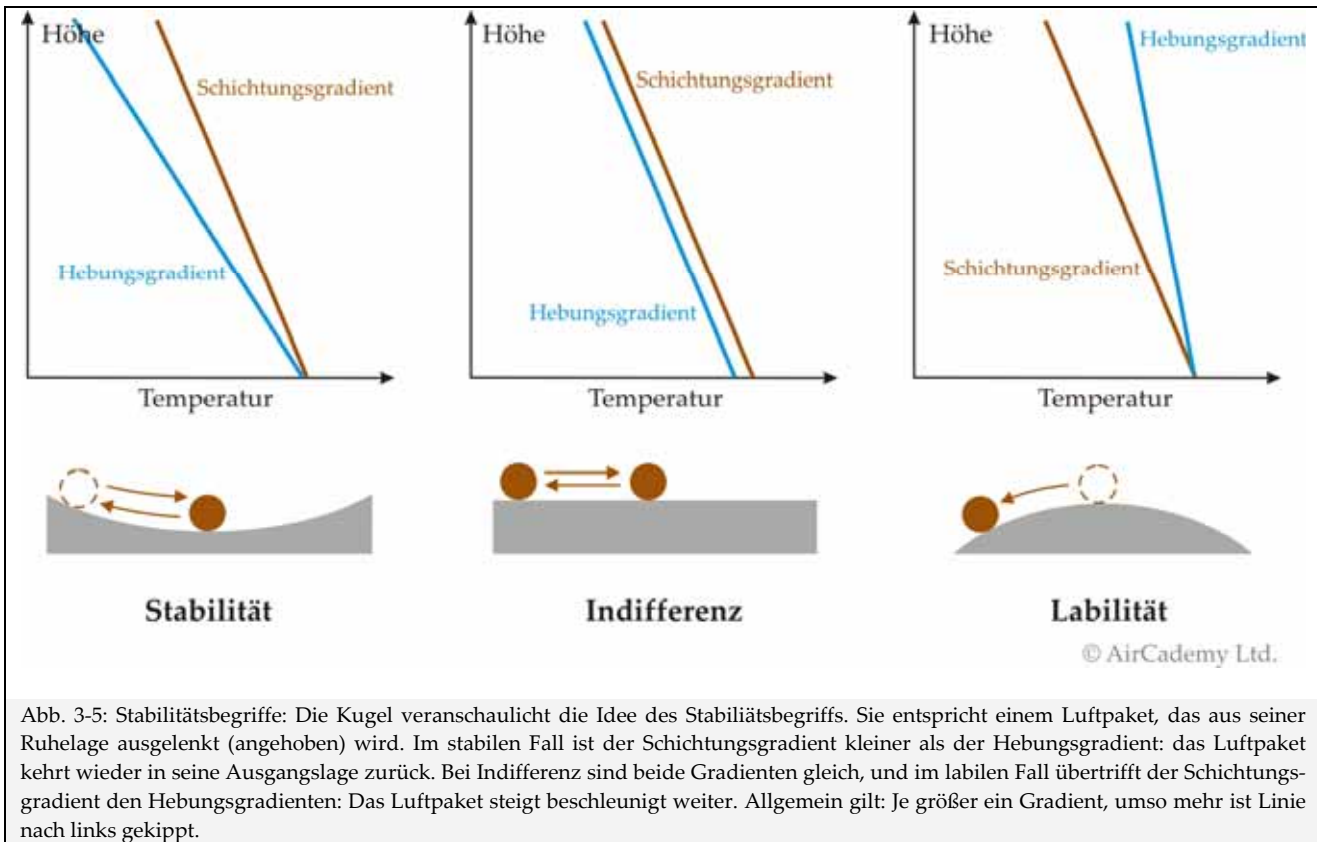
Indifferenz

Eine indifferente Situation ist dadurch gekennzeichnet, dass ein Körper (oder auch ein Luftpaket) bei Auslenkung um seine Ruhelage weder eine Tendenz in Richtung Ruhelage noch in Richtung weiterer Beschleunigung zeigt, er behält seinen Bewegungszustand bei und wird durch Reibungseffekte an einer anderen Position zum Stillstand gebracht. Ein Beispiel hierfür ist eine Kugel auf einer Ebene. Eine kleine Auslenkung um die Ruhelage wird sie eine kurze Strecke rollen lassen, bis sie woanders wieder zum stehen kommt. Würde keine Reibung wirken, könnte die Kugel mit konstanter Geschwindigkeit immer weiter rollen, würde aber weder beschleunigt noch in die ursprüngliche Position zurückgeführt.

Übertragen auf das Luftpaket bedeutet Indifferenz, dass ein Luftpaket beim Aufstieg keine weitere Be-

schleunigung oder Abbremsung erfährt. Die Umgebung muss hierzu also ständig dieselbe Temperatur wie das Luftpaket selbst haben. **Der Schichtungsgradient**

muss folglich mit dem Hebungsgradienten übereinstimmen.



3.1.6 Stabilität in der Atmosphäre

In den Beispielen zur Stabilität und Labilität wurde jeweils nicht spezifiziert, ob das Luftpaket trocken- oder feuchtadiabatisch aufsteigt. Meist beginnt der Aufstieg trockenadiabatisch, die Abkühlung während des Aufstiegs kann jedoch dazu führen, dass der Taupunkt des Luftpakets unterschritten wird und Kondensation einsetzt. Der weitere Aufstieg erfolgt dann nicht mehr trocken- sondern feuchtadiabatisch.

Für eine Aussage über die Stabilität in der Atmosphäre, ist es entscheidend, ob die Schichtung für trocken- oder für feuchtadiabatische Vorgänge stabil oder labil ist. Hierbei lassen sich grundsätzlich drei Situationen unterscheiden:

- Absolute Stabilität
- Bedingte Stabilität (Feuchtlabilität)
- (Absolute) Labilität

Absolute Stabilität

Eine Schichtung wird absolut stabil genannt, wenn sie sowohl für trocken- als auch für feuchtadiabatische Aufstiege von Luftpaketen stabilisierend wirkt. Für jede Art von Aufstieg wird sich also das Luftpaket stärker abkühlen als die Umgebung. Bezogen auf die Gradienten bedeutet das: Der Schichtungsgradient ist

kleiner als der feuchtadiabatische Gradient (und damit auch kleiner als der trockenadiabatische Gradient).

Bei einer Isothermie oder einer Inversion ist diese Bedingung immer erfüllt. Solche Schichten wirken daher bremsend auf jedes aufsteigende Luftpaket. Absolute Stabilität führt zu Beruhigung des Wettergeschehens mit wenig Wolken oder Niederschlägen.

Bedingte Stabilität (Feuchtlabilität)

Eine Schichtung wird bedingt stabil genannt, wenn sie zwar für trocken- aber nicht für feuchtadiabatische Aufstiege von Luftpaketen stabilisierend wirkt. Dies ist der Fall, wenn der Schichtungsgradient zwischen dem trocken- und dem feuchtadiabatischen Gradienten liegt. Ein trockenadiabatisch aufsteigendes Luftpaket kühlt sich dann stärker ab als die Umgebung, feuchtadiabatisch aufsteigende Luftpakete können jedoch ungehindert weiter steigen. Die Schichtung ist demnach nur bedingt labil.

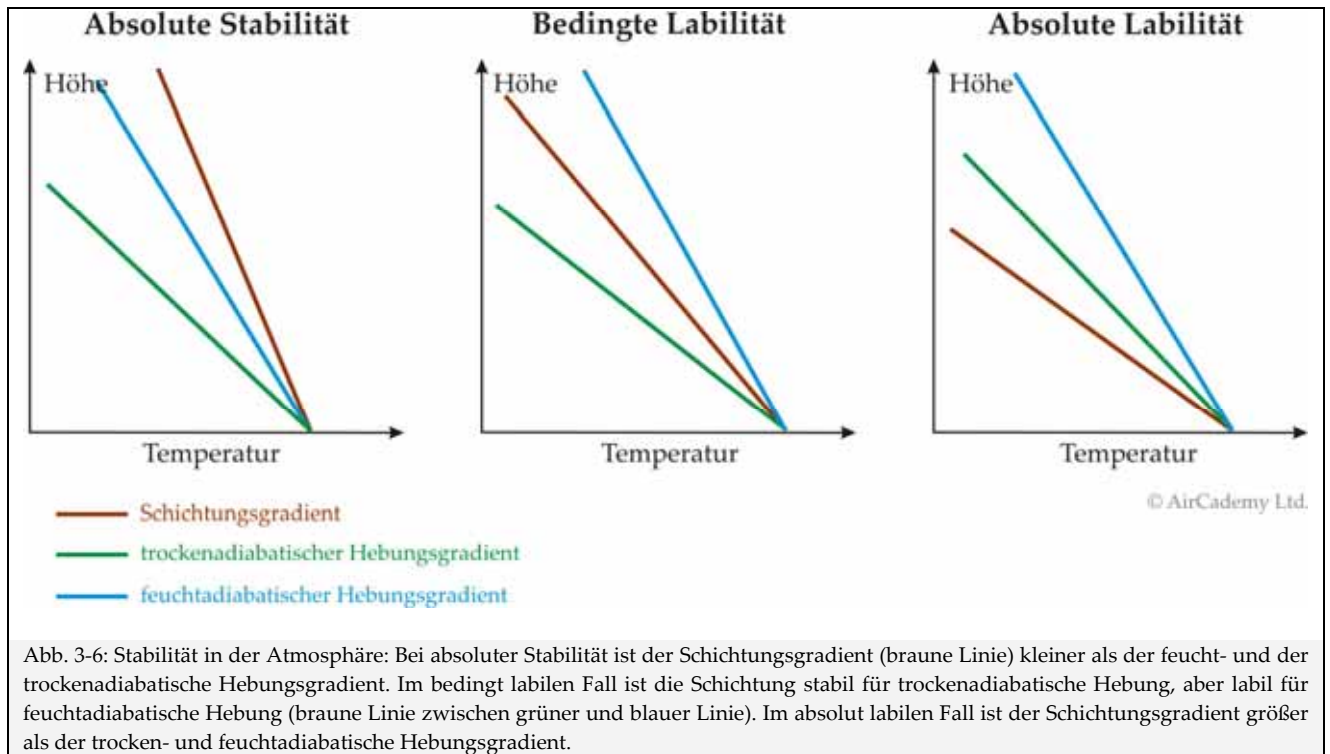
Das Wettergeschehen wird nur solange ruhig bleiben, bis trockenadiabatisch aufsteigende Luftpakete den Taupunkt unterschreiten und feuchtadiabatisch weitersteigen. Das Wettergeschehen kann also ab einem bestimmten Zeitpunkt „umschlagen“ und es können

sich hochreichende Wolken mit starken Niederschlägen bilden.

(Absolute) Labilität

Eine Schichtung ist (absolut) labil, wenn sowohl trocken- als auch feuchtadiabatische Aufstiege von Luft-

paketen beschleunigt werden. Hierzu muss der Schichtungsgradient größer als der trockenadiabatische Gradient sein (und damit auch größer als der feuchtadiabatische Gradient). Solche Labilität führt zu ausgeprägten Wetteraktivitäten wie heftigen Schauern und Gewitter.



3.2 Wolkenbildung

Wolken entstehen durch den Aufstieg und die damit verbundene Abkühlung der Luft. Beim Abkühlen wird in einer bestimmten Höhe der Taupunkt erreicht und durch die einsetzende Kondensation bilden sich Wolken. Die Ursachen für den Aufstieg der Luft können vielfältig sein. Noch vielfältiger sind die Wolkenformen, die dabei entstehen. Dieser Abschnitt gibt einen Überblick über die Mechanismen, die zur Bildung von Wolken führen.

3.2.1 Thermische Entstehung

Die thermische Entstehung von Wolken kann an fast jedem schönen Sonntag beobachtet werden, wenn sich der morgens noch klare, blaue Himmel gegen Mittag mit weißen Wolken füllt, deren Erscheinung an Wattebäuschchen erinnert. Im Tagesverlauf ist in der Folge oft ein Wechsel zwischen Wolken und Sonne zu beobachten, bis sich die Wolken gegen Abend wieder auflösen und eine sternklare Nacht folgt. Aber nicht immer lösen sich die Wolken auf, in einigen Fällen zieht sich der Himmel am Nachmittag zu und es kann Schauer oder Gewitter geben. Gegen Abend beruhigt sich das Wetter meist wieder, einzelne Gewitter können allerdings auch noch nachts entstehen.

Ursache für die thermische Entstehung von Wolken ist die **Sonneneinstrahlung**, die den Erdboden erwärmt – allerdings nicht gleichmäßig, sondern je nach Beschaffenheit unterschiedlich schnell. So bleibt es über feuchten Wiesen länger kühl als über trockenen Sandflächen. Es bilden sich örtlich „Warmluftblasen“, in denen die Luft wärmer ist als in der Umgebung.

Solche **Warmluftpakete** haben eine geringere Dichte und steigen daher auf, was mit einer Abkühlung verbunden ist. Der Aufstieg erfolgt zunächst trockenadiabatisch, also mit einer Temperaturabnahme von $1^\circ/100$ m. Mit dem Luftpaket wird auch die darin enthaltene Feuchtigkeit mit in die Höhe transportiert.

Die **absolute Feuchtigkeit**, also die Gesamtmenge in dem Luftpaket enthaltenen Wassers, bleibt dabei konstant. Eine konstante Feuchtigkeitsmenge und abnehmende Temperatur bedeutet eine Zunahme der **relativen Feuchtigkeit**. Diese wächst auf 100%, wenn sich das aufsteigende Luftpaket auf seinen Taupunkt abgekühlt hat. Der Taupunkt der *umgebenden* Luft spielt für die Betrachtungen hier keine Rolle.

Der **Taupunkt** des aufsteigenden Luftpakets bleibt beim Aufstieg nahezu konstant. Daher entspricht der Taupunkt des Luftpakets in der Höhe etwa dem ursprünglichen Taupunkt am Boden. Sind nun Temperatur und Taupunkt – also der Spread – eines Luftpakets am Boden bekannt, kann abgeschätzt werden, in welcher Höhe 100% Luftfeuchtigkeit erreicht und somit die Wolkenbildung ausgelöst wird. Diese Höhe wird als **KKN (Kumulus-Kondensations-Niveau)** bezeichnet. Wenn der Spread bekannt ist, kann die Wolkenuntergrenze (KKN) von Quellwolken (Cumuluswolken) anhand der folgenden Faustformeln abgeschätzt werden:

$$\text{KKN [ft]} = \text{Spread} \times 400$$

$$\text{KKN[m]} = \text{Spread} \times 123$$

Bei einem Spread von 5°C ist beispielsweise eine Wolkenuntergrenze von 2000 ft oder von 615 m zu erwarten. Die **Kondensation** erfolgt für alle mit ähnlicher Temperatur aufsteigenden Luftpakete in etwa derselben Höhe. Die Wolkenuntergrenze von Quellwolken sieht daher meist „wie mit dem Lineal gezogen“ aus. Die Obergrenze zeigt dagegen deutlich das Emporquellen der warmen Luft und entspricht daher der Obergrenze des aufsteigenden Luftpakets.

Der Aufstieg erfolgt so lange, bis das Luftpaket in eine Schicht vorgedrungen ist, in der die Temperatur der Umgebung nicht mehr niedriger ist als die des Luftpakets. Bei gleicher oder höherer Umgebungstemperatur verschwindet der Auftrieb und das Luftpaket kann nicht weiter steigen. Häufig bilden **Inversionen** in der Höhe eine solche Barriere für aufsteigende Luftpakete.

Selbst wenn es beim Aufstieg bis zur Inversion noch nicht zur Kondensation gekommen ist, so ist die relative Feuchtigkeit durch die Abkühlung auf jeden Fall gestiegen. An der Untergrenze einer solchen Inversion ist die Luftfeuchtigkeit daher meist sehr hoch und die Sichten mäßig bis schlecht.

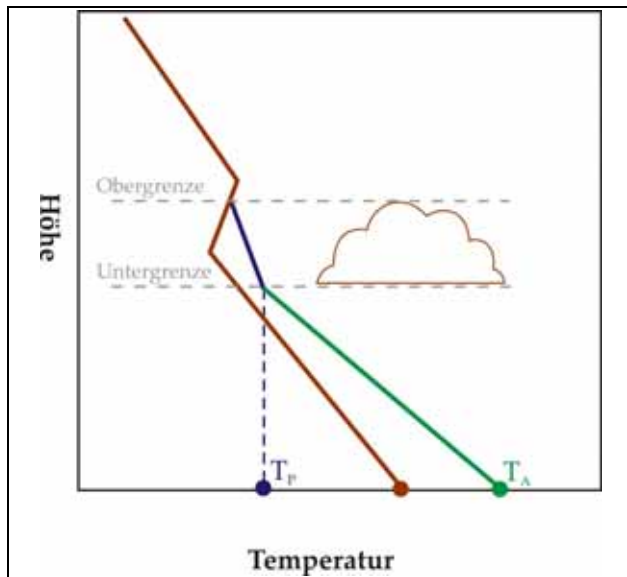


Abb. 3-7: Schema zur Wolkenbildung: Die braune Linie zeigt die Schichtung der umgebenden Luft. Erwärmt sich ein Luftpaket mit Taupunkt T_F stärker als die Umgebung z.B. bis zur Temperatur T_A , so steigt es auf und kühlt sich trockenadiabatisch wieder ab (grüne Linie). Der Taupunkt bleibt während des Aufstiegs nahezu konstant (blaue gestrichelte Linie). Wird der Taupunkt erreicht, steigt es feuchtadiabatisch weiter (blaue Linie). Eine Inversionsschicht verhindert weiteren Aufstieg, weil das Luftpaket hier nicht mehr wärmer als die Umgebung ist.

Strömt von unten weitere Luft nach, muss diese oben zur Seite ausweichen. Neben dem Auftriebskern beginnt die Luft abzusinken, so dass sich eine so genannte **Konvektionszelle** bildet. Neben der aufsteigenden Warmluft bilden sich Abwindbereiche, in denen sich die absinkende Luft erwärmt. Erwärmung bedeutet, dass diese Luft wieder mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann. Im Abwindbereich können vorhandene Wolkenfetzen dadurch aufgelöst oder „abgetrocknet“ werden. Es können sich daher **Auf- und Abwindbereiche** mit regelmäßigen Abständen bilden.

Die Aufwindbereiche sind durch Wolken gekennzeichnet, die Abwindbereiche durch den wolkenlosen, blauen Himmel zwischen den Wolken. Diese konvektive Wetteraktivität wird **Thermik** genannt.

Bedeutung für die Luftfahrt

Konvektive Bewölkung ist oft mit sehr guten Sichtflugverhältnissen verbunden. Die Quellwolken treten nur vereinzelt auf, es bilden sich meist keine geschlossenen Wolkendecken oder Niederschläge, solange die Quellungen durch eine Inversionsschicht stabilisiert werden. Wird die Inversion durch besonders starke Erwärmung an einzelnen Stellen durchbrochen, können sich im Tagesverlauf allerdings heftige Schauer und Gewitter bilden.

Unterhalb der Wolken ist der Flug wegen der Thermik zwar unruhig, aber problemlos durchführbar. Über den Wolken ist meist sogar sehr ruhige Luft und oft auch bessere Sicht als unter den Wolken. Falls die Wolken

wegen vereinzelter Überentwicklungen nicht mehr überflogen werden können, können sie aber ebenso wie vereinzelt Schauer bequem mit ausreichendem Abstand umflogen werden.

3.2.2 Entstehung an Luftmassengrenzen

Wenn unterschiedliche Luftmassen aufeinander treffen, kann Luft zum Aufstieg gezwungen werden. Stößt beispielsweise eine Kaltluftmasse gegen eine wärmere Luftmasse vor, so schiebt sie sich keilförmig unter die wärmere Luft, da die kalte Luft eine größere Dichte hat. Die wärmere Luft wird dadurch zum Aufstieg gezwungen und bildet entlang der Luftmassengrenze einen ausgedehnten Bereich starker, konvektiver Bewölkung mit zum Teil kräftigen Niederschlägen (vgl. Kapitel 6.3.3).

Wenn sich Warmluft in Richtung der kälteren Luft bewegt, so gleitet die wärmere Luft auf die kalte Luft auf. Hierbei steigt sie langsam, aber stetig auf und bildet dabei hoch reichende, stabil geschichtete Bewölkung, aus der auch Niederschläge fallen können (vgl. Kapitel 6.3.2).

Bedeutung für die Luftfahrt

Bewölkung an Luftmassengrenzen ist meist hoch reichend und stark ausgeprägt. Während bei normaler Thermik nur vereinzelt Quellwolken oft ohne Niederschläge entstehen, sind die mit Luftmassengrenzen verbundenen Wolken in den meisten Fällen geschlossene Linien von mehreren hundert oder tausend Kilometern Ausdehnung und stets mit teils kräftigen Niederschlägen verbunden (*Squall Lines*). Die Bewölkung an Luftmassengrenzen kann daher nicht umflogen werden, das Auftreten und der Verlauf dieser Wolken werden aber zuverlässig vorhergesagt (vgl. Kapitel 6.3).

3.2.3 Orografische Entstehung

Ursache für orografisch bedingte Wolkenbildung ist die Hebung von Luft durch Höhenstrukturen auf der Erdoberfläche. Auslöser können dabei einzelne Berge oder auch ganze Gebirgsketten sein, an denen bei entsprechender Windrichtung die Luft über hunderte Kilometer zum Aufstieg gezwungen wird. Im Gegensatz zur thermischen Entstehung ist die Luftschichtung bei dieser Föhnwetterlage meist stabil.

Wenn Luft über ein Gebirge strömt, bilden sich auf der dem Wind zugewandten Seite (im **Luv**) dicke Schichtwolken mit Niederschlägen. Es scheint, die Wolken würden sich hier am Gebirge „stauen“, eine **Staube-wölkung** entsteht. Hinter dem Gebirge, auf der dem Wind abgewandten Seite (im **Lee**) kann die Luft wieder absinken und sich erwärmen. Durch die Erwärmung wird dort vorhandene Bewölkung aufgelöst und die Luft strömt als warmer Fallwind in die Niederungen. Dieser warme Fallwind wird **Föhn** genannt. Auch die

Wetterwirksamkeit einer Front wird an der Luvseite verstärkt und an der Leeseite abgeschwächt.

Das Besondere am Föhn ist, dass die Luft hinter dem Gebirge wärmer ankommt, als sie vor dem Gebirge in gleicher Höhe war. Dies wird dadurch verursacht, dass sich die Luft im Stau eben durch die Wolkenbildung feuchtadiabatisch abgekühlt hat, auf der Rückseite aber trockenadiabatisch gesunken ist. Der trockenadiabatische Temperaturgradient ist größer als der feuchtadiabatische, so dass sich bei gleicher Höhendifferenz auf der Leeseite eine größere Temperaturdifferenz einstellt – die Luft erwärmt sich stärker, als sie sich abgekühlt hat.

Die Energiequelle für den Föhneffekt ist wieder die latente Wärme, welche die Luft beim Aufstieg zusätzlich geheizt hat. Sie ist schließlich der Grund, warum der feuchtadiabatische Temperaturgradient kleiner ist als der trockenadiabatische.

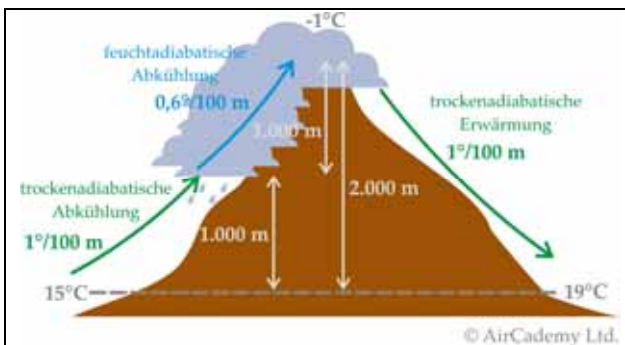


Abb. 3-8: Wird die Luft durch einen Berg zum Aufstieg gezwungen, kühlt sie sich währenddessen zunächst trockenadiabatisch ab. Nach Erreichen des Kondensationsniveaus wird der Aufstieg mit einer feuchtadiabatischen Abkühlung fortgesetzt. Der Fallwind auf der anderen Bergseite (Föhn) erwärmt sich in jedem Fall trockenadiabatisch, was zu einer höheren Temperatur in derselben Höhe führt. An der Luvseite kommt es zu starker und aufliegender Bewölkung mit teilweise heftigen Schauern und Gewittern.

Bedeutung für die Luftfahrt

Föhnwetterlagen haben zwei Gesichter: Auf der Luvseite des Gebirges bildet sich ausgedehnte, teilweise sehr hoch reichende Staubewölkung mit Niederschlägen. VFR-Flüge sind hier meist nicht mehr möglich, da die Wolken auf dem Gebirge aufliegen. Auf der Föhnseite dagegen herrschen oft ausgezeichnete Sichtflugverhältnisse, da der warme Fallwind Feuchtigkeit abtrocknet und somit für sehr gute Sichten und Wolkenauflösung sorgt.

Dennoch ist auch ein Flug auf der Föhnseite nicht ungefährlich. Die Luft strömt mit hohen Geschwindigkeiten über das Gebirge, wodurch direkt hinter einem Berg Luft aus den Niederungen nach oben gerissen und in rotierende Bewegungen versetzt werden kann. Es bilden sich **Rotoren**, die mit gefährlicher Turbulenz und ggf. Vereisung verbunden sind. In großen Höhen setzt sich die Wellenbewegung der Luftströmung fort,

so dass auch zwischen den Schichten der Wellenbewegung und insbesondere im Grenzbereich zur Tropopause starke Turbulenz auftreten kann. Erkennbar sind solche Wellenbewegungen an einer typischen, linsenförmigen Wolke.

Diese **Leewellen** im Lee eines Gebirges sind mit Auf- und Abwindbereichen verbunden, die so stark werden können, dass es trotz voller Motorleistung nicht mehr möglich sein kann, die Höhe zu halten. Vor Flügen im Gebirge ist eine Einweisung von sachkundigen Lehrern vor Ort in die speziellen Gegebenheiten daher unverzichtbar.