



Wenn der Hahn kräht auf dem Mist...

Eine Einführung in die Geheimnisse des Wetters
von Frauke Feser und Oliver Sievers in drei Teilen

1. Teil: Die Grundlagen des Wetters

Wenn der Hahn kräht auf dem Mist ...

Diese alte Bauernregel ist für viele zum Inbegriff für die scheinbare Unzuverlässigkeit der Wettervorhersage geworden. Manche Flieger bezeichnen die Meteorologen gar als ihre „Lieblingsfeinde“! Durch die eigene Wetterbeobachtung kann man jedoch die allgemeinen Vorhersagen erheblich verbessern, hierzu soll der folgende Artikel einige Anleitungen geben.

Eine Einführung in die Geheimnisse des Wetters

von Frauke Feser und Oliver Sievers

Warum brauchen Piloten eigentlich die Meteorologie? Um diese Frage zu beantworten, betrachten wir zunächst die Definition. Der Begriff Meteorologie kommt aus dem griechischen und lateinischen, bedeutet soviel wie "Lehre der fallenden oder schwebenden Teilchen" und wurde bereits von Aristoteles in die Welt gesetzt. Diese Lehre beschäftigt sich mit der Physik der Lufthülle (der Atmosphäre) der Erde.

Der Aufenthaltsort unseres Modells ist aber nun mal die Atmosphäre - ein Ort, wo wir eigentlich nicht hingehören, denn sonst hätten wir ja Flügel mit ins Leben bekommen - und deshalb müssen wir uns auch mit ihr beschäftigen. Zum Einen kann das Wissen um die Vorgänge in der Luft helfen, manch teuren Bruch zu vermeiden, zum Anderen wird das Segelflugzeug nur durch das Wetter (nämlich die Thermik) obengehalten. Modellbauer sind in der Regel durch ihr Hobby physikalisch so weit "vorbelastet", daß ein Verständnis der allgemeinen Meteorologie kein Problem sein dürfte; unsere Vorfahren haben übrigens nur über Naturbeobachtungen und ihre Bauernregeln das Wetter vorhergesagt - ohne unsere heutigen physikalischen Kenntnisse!

Meteorologie ist aber nicht, wie weithin verbreitet geglaubt wird, nur Wetterkunde. Auch Klimaforschung gehört dazu, Schadstoffausbreitungen werden untersucht, Klimaanlagen entworfen, im Katastrophenschutz werden Modelle entwickelt und vieles mehr. Der Modellflieger ist in erster Linie natürlich am Wetter interessiert. Ist das Wetter in nächster Zeit zum Fliegen geeignet? Wo finde ich Thermik? Was ist eigentlich Thermik und wie entsteht sie? Dieses sind nur einige wenige der vielen Fragen, die immer wieder aufkommen. In diesem Artikel wollen wir versuchen, einige dieser Fragen zu beantworten.

Wir haben uns bemüht, alle Punkte einzubauen, die uns wichtig für den Modellflug erschienen. Die Autoren sind aktive Segelflieger, daher mag es Passagen geben, die nicht jedem Leser gleichermaßen wichtig erscheinen. Da wir außerdem keine hauptberuflichen Schreiberlinge, sondern Meteorologiestudenten kurz vorm Diplom sind, bitten wir den geneigten Leser um Nachsicht, falls wir mit unserem Schreibstil mal abheben. Doch das nur am Rande.

Grundsätzlich können wir hier nur Tips geben und das Grundlagenverständnis erweitern. Nichts vermag die eigene Beobachtung zu ersetzen! Es ist wie beim Fliegen: nur weil ich ein Buch über die Fliegerei gelesen habe, kann ich es noch lange nicht. Auch in der Wetterkunde gilt: Keine Regel ohne Ausnahme, so daß wir natürlich keinerlei Garantien übernehmen können ("Die haben aber geschrieben, daß da ein Aufwind sein müßte!"). Dafür sind die Zusammenhänge in der Atmosphäre zu kompliziert. So wurde zum Beispiel die Chaostheorie von einem Meteorologen begründet. Das Fazit hieraus: Das Wetter ist nur mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit vorherzusagen, denn schon kleine Unterschiede können unvorstellbare Auswirkungen haben. Bekannt geworden ist das überspitzte Beispiel vom Schmetterling

in Brasilien, der mit seinem Flügelschlag einen Wirbelsturm in Indien hervorrufft.

Beobachtet das Wetter! Denn eine gute Wettervorhersage entsteht nur, wenn man jeden Tag den Wetterbericht mit dem tatsächlich eingetretenen Wetter vergleicht. Außerdem gibt es an jedem Ort besondere meteorologische Bedingungen, die natürlich nicht in der großräumigen Vorhersage berücksichtigt werden können. Diese regionalen Besonderheiten gilt es herauszufinden und in die eigene Vorhersage einzubauen.

Grundbegriffe

Klären wir zunächst einige wichtige Größen in der Meteorologie. Beginnen wollen wir mit der Temperatur. Die Temperatur ist ein Maß für die Bewegungsenergie eines Moleküls. Je schneller sich ein Teilchen bewegt, desto höher ist seine Energie und damit seine Temperatur. Im täglichen Umgang ist die Celsiusskala zur Messung der Temperatur üblich. Celsius legte den Nullpunkt seiner Skala (0°C) auf den Schmelzpunkt von reinem Wasser, den Siedepunkt dagegen auf 100°C . Auch andere Skalen zur Temperaturmessung sind verbreitet, z.B. in der Wissenschaft die Kelvinskala, die auf der Energie aufbaut (Temperatur 0K = keine Energie der Teilchen, $0\text{K} = -273,16^{\circ}\text{C}$), oder die Fahrenheitskala, die auf der Bluttemperatur basiert.

Wichtig für uns ist die Tatsache, daß ein Teilchen mit höherer Temperatur einen größeren Platzbedarf hat. Ein Gaspaket, das erwärmt wird, dehnt sich aus, die Anzahl der Teilchen in einem bestimmten Volumen innerhalb des Paketes nimmt ab (nicht aber die Gesamtanzahl der Teilchen im Paket). Dieses Verhältnis von Teilchenmasse zu Volumen bezeichnen wir als Dichte. Wir kennen sie alle als Luftwiderstand- und Auftriebsverursacher an den Tragflächen unserer Modelle. Je höher die Dichte der umgebenden Luft, desto größer ist der Widerstand und desto größer auch der mögliche Auftrieb. Die Dichte nimmt mit zunehmender Höhe in der Atmosphäre ab. Deshalb beobachtet man im Gebirge deutlich geringere Auftriebswerte und damit längere Startstrecken für die Motorflieger. Da die Dichte auch mit zunehmender Temperatur abnimmt, tritt dasselbe Phänomen auch bei besonders heißen Wetterlagen auf.

Ebenso wie die Dichte nimmt mit der Höhe der Luftdruck ab, ungefähr alle 5500m halbiert er sich. Druck ist definiert als Kraft pro Fläche und bezeichnet in der Meteorologie oftmals das Gewicht der Luft (Physiker, verzeiht uns!). Gemessen wird der Luftdruck mit einem Barometer. Dieses besteht in seiner einfachsten Form aus einer annähernd luftleer gepumpten Dose, die durch das Gewicht der darüberliegenden Luft zusammengedrückt wird. Die Verformung wird angezeigt und ist ein Maß für den Luftdruck. Er wird in Pascal gemessen. Früher war die Einheit Millibar üblich, ganz verschwunden ist sie noch nicht (Traditionen sitzen tief, besonders in der Wissenschaft). Ein Pascal entspricht einem Gewicht von etwa 100 Gramm pro Quadratmeter. Um nicht dauernd rechnen zu müssen - auch Meteorologen sind faul -, wird heute der Luftdruck meist in Hektopascal (gleich 100Pa) angegeben, was dem „alten“ Millibar entspricht.

Im Durchschnitt haben wir in Meereshöhe eine Temperatur von 15°Celsius , einen Druck von 1013,25hPa. Diese Zahl muß man sich mal klar machen: auf jedem Quadratmeter Boden lastet umgerechnet ein Gewicht von etwa 10 Tonnen! So schwer ist Luft! Sie hat eine Dichte von $1,23\text{kg/m}^3$ (alles klar?). Diese Werte sind in der Internationalen Standardatmosphäre (ISA) festgelegt.

Wie bereits erwähnt, nimmt der Druck mit der Höhe alle 5500m um die Hälfte ab. In Bodennähe ist ein Höhenunterschied von 8m gleichbedeutend mit einer Druckänderung um 1hPa. Wir sagen: die barometrische Höhenstufe beträgt 8 Meter. Leider ist sie nicht konstant: In 5500 Metern über NN beträgt die barometrische Höhenstufe 16 Meter, in 11 Kilometer Höhe schon 32 Meter. Auf diesem bekannten Zusammenhang zwischen Druck und Höhe beruht das Prinzip des Höhenmessers. Dieser ist nichts anderes als ein Barometer, dessen Skala nicht in hPa beschriftet ist, sondern mit der dazu gehörenden, aus der Standardatmosphäre berechneten Höhe.

Der Aufbau der Atmosphäre

Die Atmosphäre zeigt mit der Höhe einen typischen Temperaturverlauf. Sie ist in verschiedene übereinanderliegende Schichten unterteilt, die jeweils nur Temperaturzu- bzw. abnahme zeigen (*siehe Abb. 1*). Vom Boden bis in ca. 10-15km Höhe nimmt die Temperatur ab, und zwar mit durchschnittlich $6,5^{\circ}\text{C}$ pro 1km Höhenunterschied (ISA). Die Sonnenstrahlung durchquert nämlich die Luft, ohne sie dabei zu erwärmen. Sie wird dann zum Teil vom Erdboden aufgenommen und in Wärme umgewandelt. Diese wird an die darüber liegende Luft abgegeben. Deshalb nimmt die Lufttemperatur mit zunehmender Entfernung vom Boden ab. Diese Schicht abnehmender Temperatur bezeichnen wir als Troposphäre. In ihr spielt sich das gesamte Wettergeschehen ab. Ihre Obergrenze heißt Tropopause. Dort herrscht eine Temperatur von ca. -50°C über den Polen und -90°C über dem Äquator. Dies liegt an den unterschiedlichen Höhen der Tropopause über Pol und Äquator. Am Pol liegt sie in 7-8km Höhe, am Äquator in ca. 17km. Dies wird durch die Fliehkraft und die unterschiedliche Bodenwärme bedingt.

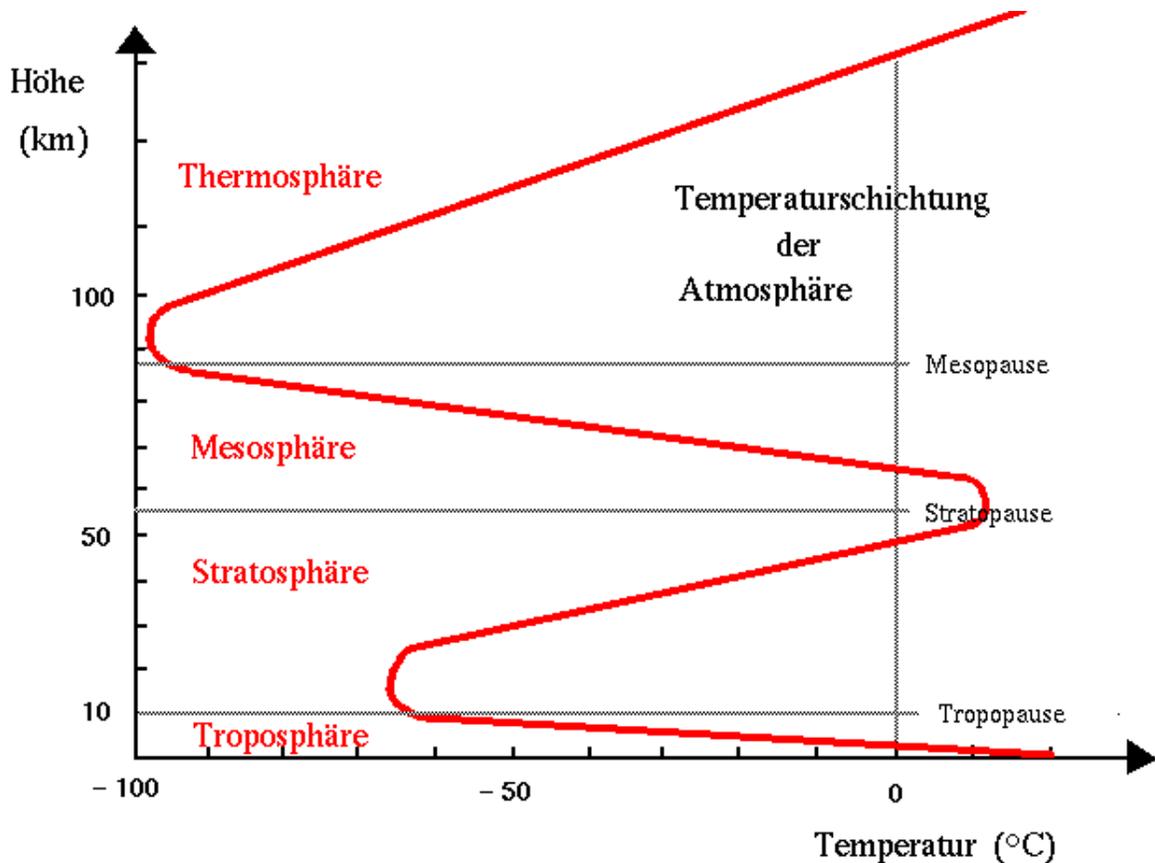


Abb.1 Temperaturen in der Atmosphäre für die mittleren Breiten

Oberhalb der Tropopause liegt bis in 50-60km Höhe die Stratosphäre, in der die Temperatur wieder zunimmt. Wie kommt es zu dieser Zunahme? Schließlich entfernen wir uns immer noch vom warmen Boden. In der Stratosphäre kommt es zu einer verstärkten Ozonkonzentration. Das Ozon wandelt, ähnlich wie der Erdboden, die Sonnenstrahlung in Wärme um, daher gibt es diesen Temperaturanstieg. Die Obergrenze der Stratosphäre, die Stratopause, weist eine Temperatur von $+20^{\circ}\text{C}$ auf. Mit zunehmender Höhe schließt sich die Mesosphäre an, hier nimmt die Temperatur wieder ab. In 80 bis 90km Höhe an der Mesopause werden dann die niedrigsten Temperaturen mit bis zu -160°C erreicht. Darüber steigt die Temperatur stark an (Wohlgemerkt: Nur die Temperatur der einzelnen Teilchen, das Kältegefühl dürfte eine recht bittere Erfahrung sein!).

Alle diese Werte sind nur Durchschnittswerte, sie schwanken zwischen Pol und Äquator, zwischen Sommer und Winter, sogar zwischen Land und Meer. So kann es in Bereichen, in denen die Temperatur durchschnittlich abnimmt, auch zu Bereichen gleichbleibender oder auch zunehmender Temperatur kommen, wenn sich verschiedene Luftmassen vermischen oder übereinanderschieben. Da das gesamte Wettergeschehen in der Troposphäre, den untersten 11 bis 15km, stattfindet, wollen wir uns daher im Folgenden auf diese Schicht konzentrieren.

Wetterschicht Troposphäre

Die Luft um uns herum besteht im wesentlichen aus Stickstoff - etwa 78% -, nur etwa 21% sind Sauerstoff, dem für uns so wichtigen Gas. Der kleine Rest besteht aus diversen Edelgasen wie Argon oder Helium sowie Gasen wie Kohlendioxid und anderen "Treibhausgasen". Diese Zusammensetzung ist in der Troposphäre im wesentlichen konstant, nur der Mensch pfuscht in letzter Zeit ein wenig daran herum: durch zusätzliche Treibhausgase (vor allem Kohlendioxid und Methan) wird der natürliche und für uns lebenswichtige Treibhauseffekt (ohne ihn hätten wir Verhältnisse wie auf dem Mond: im Schatten -100°C , in der Sonne $+100^{\circ}\text{C}$) verstärkt.

Der einzige schwankende Anteil der Luft ist das Wasser. Der Wasseranteil liegt zwischen 0% und 4% - eigentlich nicht viel, möchte man denken, aber diese 4% machen das Interessante an unserem Wetter auf der Erde aus. Die Feuchtigkeit in der Luft wird als Wolke sichtbar, ist aber auch (vor allem!) unsichtbar als Wasserdampf vorhanden. Im dampfförmigen Zustand bindet das Wasser große Energiemengen, die beim Übergang in Flüssigwasser (der Kondensation) wieder frei werden.

Die Feuchte ist die Menge des Wassers in der Luft. Unterschieden werden verschiedene Feuchtemaße: die spezifische Feuchte ist das Verhältnis der Masse Wasser pro Masse Luft, die absolute Feuchte stellt das Verhältnis von Masse Wasser pro Volumen dar. Die relative Feuchte ist die absolute Feuchte geteilt durch die Sättigungsfeuchte. Dies ist die maximale Feuchte, die die Luft aufnehmen kann. Sie hängt von der Temperatur ab. Je wärmer es ist, desto mehr Wasserdampf kann gespeichert werden (*siehe Abb. 2*). Wenn die absolute Feuchte die Sättigungsfeuchte erreicht (die relative Luftfeuchte also 100% beträgt), dann kommt es zur Kondensation: es bilden sich Nebel oder Wolken.

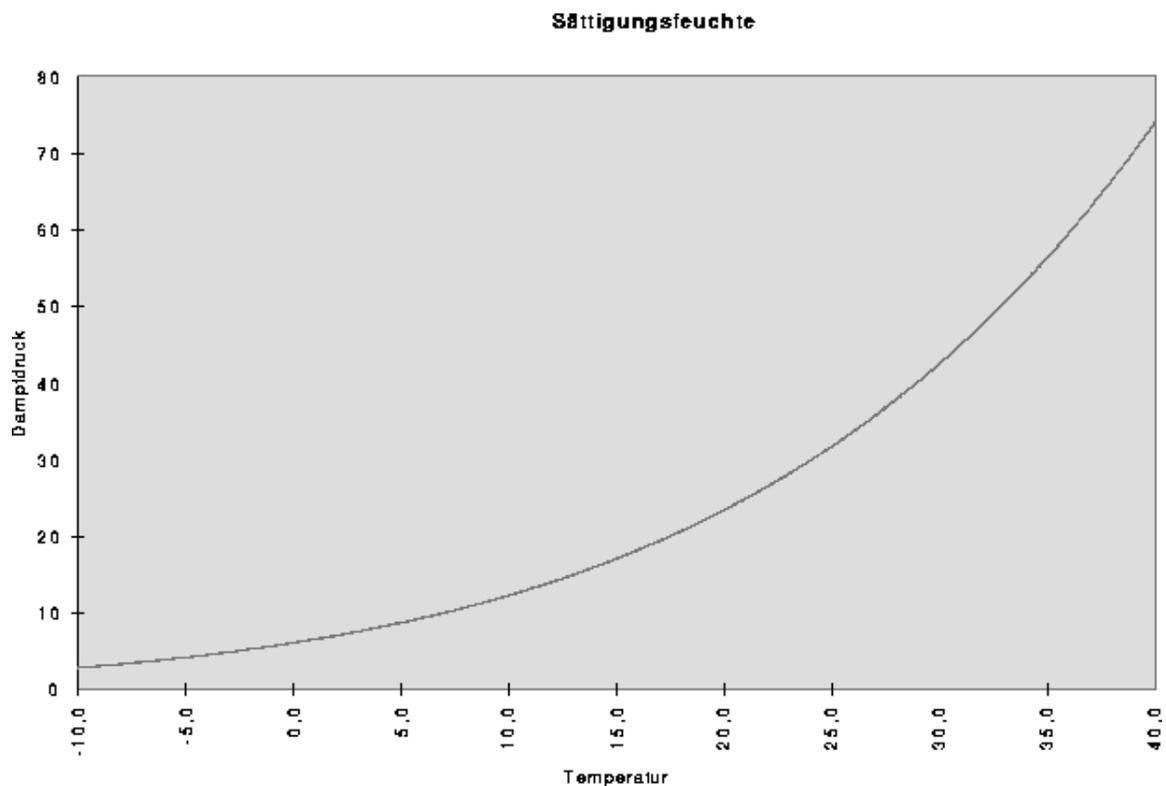


Abb.2 Maximale Luftfeuchtigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur. Wenn wir von einer Feuchte F bei einer Temperatur T ausgehen, können wir die Sättigung (und damit die Wolkenbildung) auf zwei Arten erreichen.

Entweder durch Erhöhung der Feuchte F bei gleichbleibender Temperatur T oder durch Erniedrigung der Temperatur bei gleicher Feuchte F

Um die relative Feuchte zu erhöhen, gibt es zwei Möglichkeiten. Zum einen kann bei gleichbleibender Temperatur die absolute Feuchte erhöht werden - was häufig im Badezimmer beim Duschen beobachtet wird. Irgendwann kann kein Wasser mehr verdunsten, dann schlägt es sich zuerst an den (kühleren) Wänden in Tröpfchenform nieder. Oder aber die Temperatur sinkt bei konstanter absoluter Feuchte - wir öffnen das Fenster vom Bad und beobachten Nebelschwaden, die in die kalte Luft draußen hinausziehen. Kondensstreifen hinter Flugzeugen sind ein anderes schönes Beispiel hierfür.

Diejenige Temperatur, bei der diese Kondensation eintritt, bezeichnet man als Taupunkt. Eine Erhöhung der absoluten Feuchte bedingt immer auch eine Taupunkterhöhung. Die Differenz zwischen Temperatur und Taupunkt am Boden gibt uns ein Maß für die Wolkenuntergrenze: Höhe der Wolkenbasis = 123 Meter mal Taupunktdifferenz. Beträgt zum Beispiel die Temperatur am Boden 20°C und der Taupunkt 12°C, dann haben wir eine Basishöhe von (theoretisch) 984m. Aufsteigende Luft kühlt sich ab, die absolute Feuchte bleibt gleich. Damit sinkt der Taupunkt, allerdings langsamer als die Temperatur. Die Differenz aus den Abnahmen führt auf die berechnete Basishöhe.

Schichtungsarten

Das größte Interesse hat der Flieger, insbesondere der Segelflieger, erfahrungsgemäß an auf- und absteigenden Luftmassen: Der Thermik. Mit dieser wollen wir uns im Folgenden beschäftigen. Der Einfachheit halber nehmen wir an, daß es einzelne Luftpakete gibt, die mit ihrer Umgebung keine Energie und Masse austauschen. Diesen Zustand nennen wir Adiabasie. Wenn eines von unseren Luftpaketen wärmer als die Umgebung sein sollte, so ist seine Dichte geringer als die der Umgebung. Es beginnt aufzusteigen, da geringere Dichte auch kleineres Gewicht und damit Auftrieb bedeutet. Je höher das Paket kommt, desto mehr wird der Umgebungsdruck abnehmen, dies sorgt für eine weitere Ausdehnung des Volumens. Durch die Ausdehnung kommt es zu einer Abkühlung des Luftpaketes. Da wir voraussetzen, daß wir keinerlei Austausch von Masse und Energie mit der Umgebung haben, handelt es sich um eine adiabatische Temperaturänderung. Bei trockener Luft kühlt sich das Luftpaket um 1°C je 100m Aufstieg ab, bei feuchter Luft (die relative Feuchte liegt bei 100%, es kommt also zur Kondensation) um 0,5°C - 0,7°C. Dies liegt an der freiwerdenden Wärme bei der Kondensation.

Jetzt hängt es vom Verhalten der Umgebungstemperatur ab, was das Luftpaket weiter macht. Nimmt die Temperatur der Umgebung langsamer als die des aufsteigenden Luftpaketes ab, so gleicht sich der Temperaturunterschied aus, der Auftrieb verschwindet und das Luftpaket wird abgebremst und kommt zur Ruhe. Wir sprechen von einer stabilen Schichtung (*siehe Abb. 3*). Nimmt dagegen die Umgebungstemperatur in gleichem Maße wie die des Luftpaketes ab, so bleibt der anfängliche Auftrieb erhalten und das Luftpaket wird immer weiter mit der Anfangsgeschwindigkeit steigen. Die Luft ist neutral geschichtet.

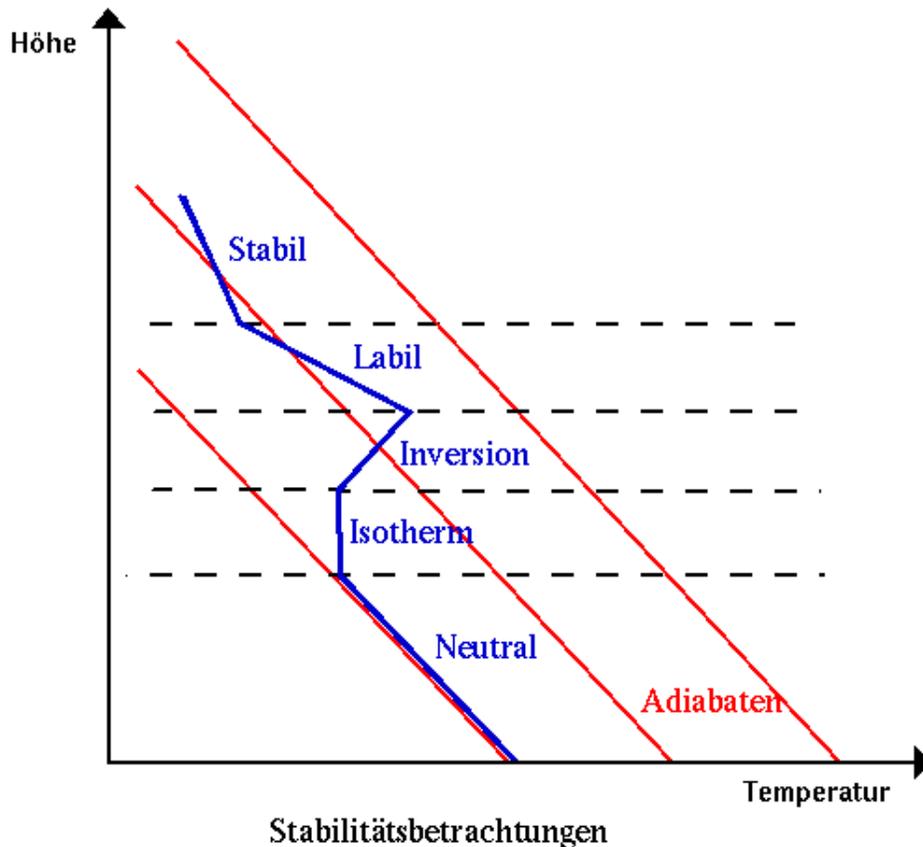


Abb.3 Stabilitätsbetrachtungen

Blau eingezeichnet ist eine Temperaturschichtung, die z.B. bei einem Radiosondenaufstieg gemessen wurde. Rot sind einige Beispiyadiabaten eingezeichnet, parallel zu diesen verläuft die Aufstiegskurve eines adiabatisch aufsteigenden Luftpaketes

Die bei Fliegern beliebteste Schichtung ist jedoch die labile Schichtung. Bei dieser nimmt die Umgebungstemperatur schneller ab als die des Luftvolumens (überadiabatisch). Dadurch nimmt die Temperaturdifferenz zu, das Paket erhält zusätzlichen Auftrieb und wird mit wachsender Geschwindigkeit aufsteigen. Wenn man die Temperaturänderung der Luft mit der Höhe kennt, kann man vorhersagen, ob mit Thermik zu rechnen ist oder nicht. Ist die Luft stabil geschichtet, haben wir viel Gelegenheit, Start und Landung zu üben. Die Anfänger wird es freuen! In ruhiger Luft wird sich keine Thermik finden lassen, und auch der Modellkiller Turbulenz beschränkt sich auf die Nähe des Bodens, wo der Wind ins Stolpern gerät. Bei neutraler Schichtung können wir nur mit schwacher Thermik rechnen. Allerdings kann sich dieser Zustand relativ schnell in einen labilen bzw. stabilen Zustand umwandeln. Die labile Schichtung bringt nicht nur Thermikfische in Verzückung. Häufig ist die Thermik hier von Cumulus-Wolken begleitet, allerdings gibt es auch die Blauthermik. Wie der Name schon andeutet, kommt es bei der Blauthermik nicht zur Wolkenbildung. Hier wird das Kondensationsniveau nicht erreicht, oder die Luft ist zu trocken.

Wie kann es dazu kommen, daß das Kondensationsniveau nicht erreicht wird? Vorher hatten wir ja

behauptet, daß das Luftpaket bei labiler Schichtung beschleunigt aufsteigt, jetzt behaupten wir einfach, daß es nicht weiter aufsteigt. Nun muß der Leser ja verwirrt sein! Doch wie so oft gibt es auch hier eine einfache Erklärung: In der Atmosphäre kommt es häufig vor, daß sich Luftmassen unterschiedlicher Stabilität übereinanderschieben. So kann zum Beispiel über einer labilen Luftmasse eine stabile liegen. In diesem Fall würde die Luft, sobald sie die stabile Schicht erreicht hat, sozusagen an eine Barriere stoßen und ausgebremst werden. Ein häufig vorkommender Fall für dieses Beispiel ist die sogenannte Inversionswetterlage. Hierbei nimmt die Temperatur mit der Höhe zu, was höchste Stabilität bedeutet. Da die Luft nur bis zur Inversionssperre aufsteigen kann, können Staub- und Schmutzteilchen nicht weiter in die Atmosphäre aufsteigen. Sie sammeln sich unterhalb der Inversion und werden als Dunstglocke sichtbar. Befindet man sich in größerer Höhe, so sieht man die Inversion mit einem scharf abgegrenzten Rand. Oft kommt es im Winter zu der Inversionswetterlage, da der Erdboden in der Nacht auskühlt und dann die darüber gelegene Luft wärmer ist als die Bodenluft. Die Schichtungsart in Bodennähe kann man in grober Näherung anhand von Rauchfahnen bestimmen (siehe Abb. 4).

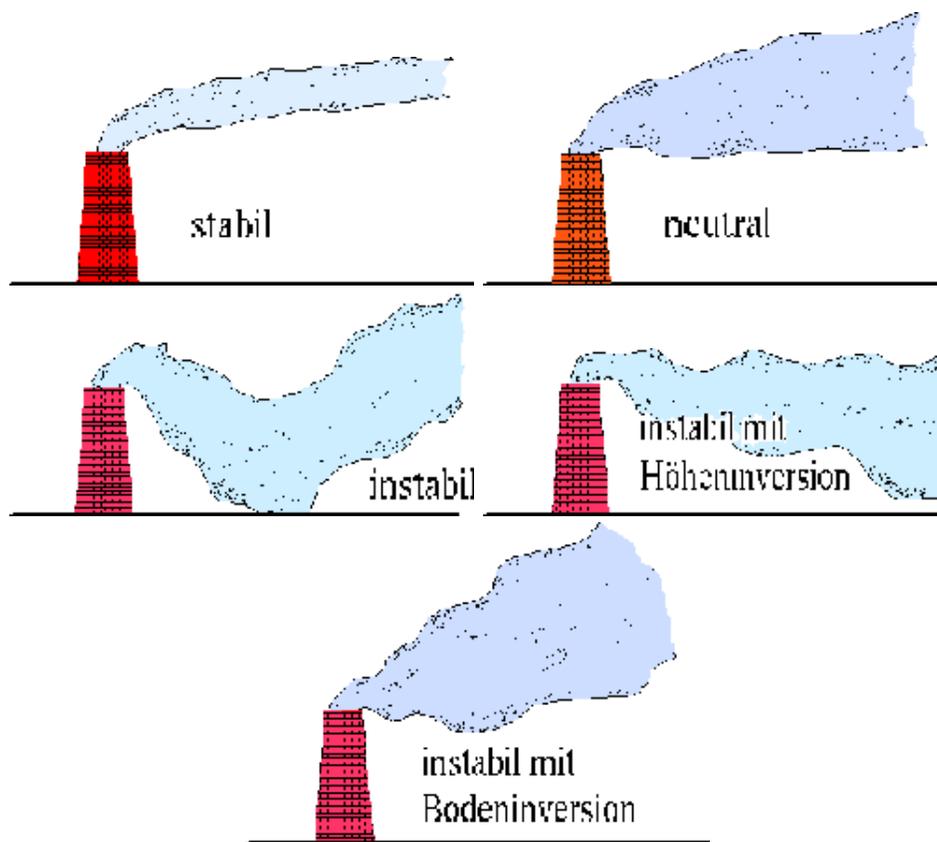


Abb.4 Stabilitätsüberlegungen mit Hilfe von Rauchfahnen

Radiosondenauswertungen

Auskunft über die Schichtungsarten bis in große Höhe erhält man vor allem über Radiosondenaufstiege. Die von ihnen übermittelten Daten (Druck, Temperatur, Feuchte beziehungsweise Taupunkt, Wind) werden als sogenannte Temps graphisch dargestellt. Es werden einfach die Meßwerte gegen die Höhe aufgetragen. Dies sind für Piloten sehr nützliche Informationen, die man über Fax oder PC vom

Wetterdienst bekommen kann. Sofort fallen Inversionen und Isothermien (gleichbleibende Temperatur mit der Höhe) ins Auge. Auch Wolkenschichten sind sofort an der plötzlich zunehmenden Feuchte (gleich abnehmende Taupunktdifferenz) gut zu erkennen.

Was man nicht auf den ersten Blick sieht, ist die Schichtungsart bei mit der Höhe abnehmender Temperatur. Um hier mehr Klarheit zu schaffen, erfand ein schlauer Kopf das Stüve-Diagramm (Ob das wohl der Herr Stüve war?!?)(siehe Abb. 5) Bei diesem Diagramm sind, unter anderem, Adiabaten mit eingezeichnet, also die Temperaturkurven von aufsteigenden Luftpaketen. Ebenso gibt es Linien, die den Taupunktverlauf einer aufsteigenden Luftmasse mit gleichbleibender absoluter Feuchte zeigen. Anhand der Lage der gemessenen Temperaturkurve gegenüber der Adiabate kann man sofort sehen, welche Art von Schichtung wir haben. Ist die aktuelle Temperaturkurve steiler als die Adiabate (ein aufsteigendes Luftpaket kühlt sich adiabatisch ab, die Umgebungsluft langsamer), so ist die Schichtung stabil. Liegen die beiden Kurven parallel zueinander, so haben wir einen neutralen Zustand. Bei labiler Schichtung müßte also das gemessene Temperaturprofil weniger stark ansteigen als das Adiabatenprofil. Im Stüve-Diagramm kann man auch sehr schnell ablesen, ab wann Wolkenbildung einsetzen wird, wie hoch sie reichen wird und ob mit Überentwicklung zu rechnen ist. Eine Luftmasse behält ihre Eigenschaften sehr lange bei, da sie nur von unten erwärmt wird. Ein morgens gemessener Temp wird also den Tag über seine Gültigkeit behalten, es sei denn, daß eine andere Luftmasse einströmt.

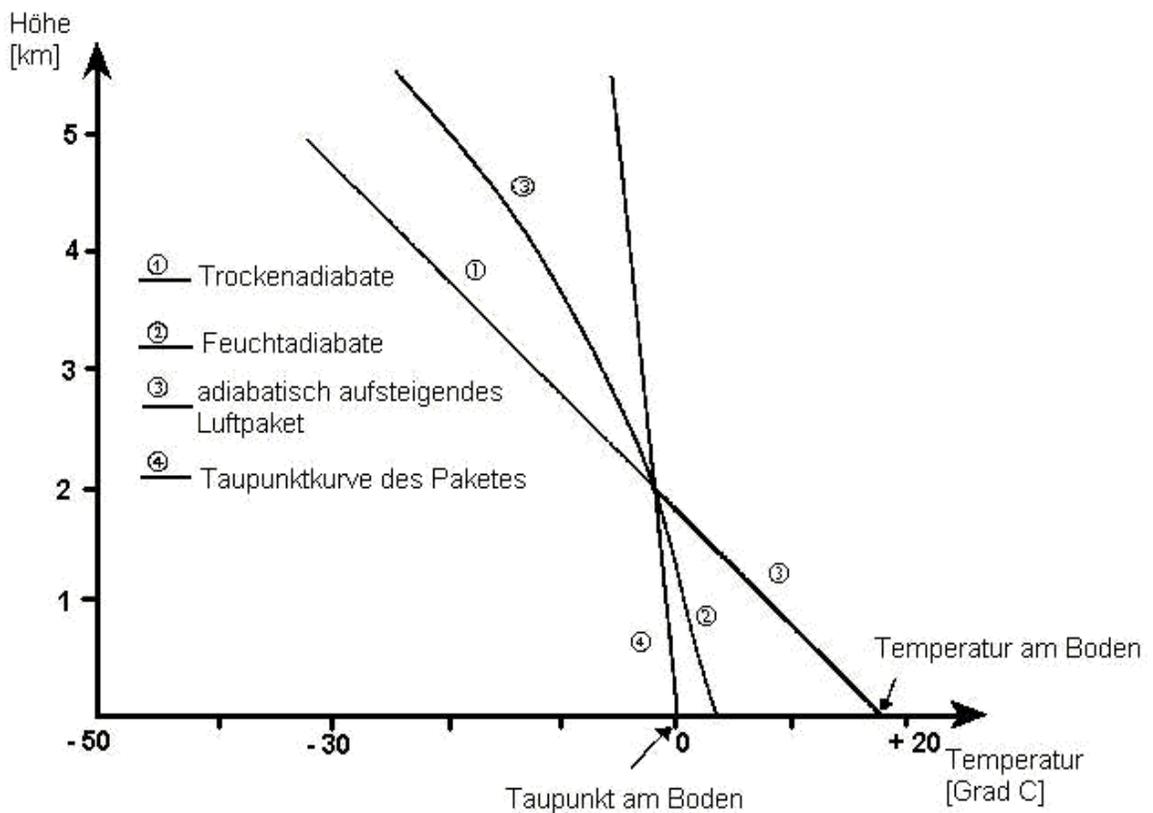


Abb.5 Stüve-Diagramm

Um das Diagramm übersichtlich zu halten, ist nur jeweils eine Trocken- und Feuchtadiabate und eine Taupunktskurve eingezeichnet. Ein Luftpaket steigt bei einer Anfangstemperatur von 18°C und einem Taupunkt von 0°C trockenadiabatisch auf, bis es das Kondensationsniveau erreicht (die Temperaturkurve schneidet die Taupunktskurve). Ab hier steigt es feuchtadiabatisch auf

Gehen wir also davon aus, daß sich die Luft am Boden erwärmt. Die Trockenadiabaten sind im Stüvediagramm Geraden (1°C je 100 Meter). Mittels eines einfachen Lineals oder besser Geodreieckes simulieren wir die Erwärmung am Boden, indem wir die Kante parallel zu den Adiabaten verschieben. Trifft die von unserer Dreieckskante dargestellte Adiabate (die die Abkühlung eines aufsteigenden Luftpaketes mit der wärmeren Anfangstemperatur darstellt) auf die Temperaturkurve, so endet der Aufstieg, bevor Kondensation eintritt. Erst mit weiterer Erwärmung kann das Luftpaket die stabile Schichtung durchbrechen (oftmals eine nächtliche Inversion in Bodennähe) und weiter aufsteigen. Irgendwann wird unsere Adiabate die eingezeichnete Taupunktskurve, die vom Taupunkt am Boden ausgeht, treffen, die ja ebenfalls Bestandteil des Temps ist. Das ist dann der Kondensationspunkt. Wir müssen nur noch berechnen, wann der Boden diese Auslösetemperatur erreicht hat - ein hoffnungsloses Unterfangen, weil Vegetation, Neigung und der ganze Kram mit einbezogen werden müssen. Jeder Acker wird die Auslösetemperatur zu einem anderen Zeitpunkt erreichen.

Von der Höhe des Kondensationsniveaus an ändert sich die Temperatur des Luftpaketes feuchtadiabatisch, wir haben die Basishöhe der ersten Wolken bestimmt. Verfolgen wir das aufsteigende Luftpaket weiter, verläuft die Temperaturänderung längs einer gekrümmten Kurve (Oh ja, auch die Gerade ist eine Kurve! Diese ... Mathematiker!). Das liegt daran, daß der adiabatische Temperaturgradient im gesättigten Zustand von der Temperatur abhängt. Trifft die Adiabatenkurve dann irgendwann auf die Temperaturkurve, so haben wir den Oberrand der Wolke erreicht. Andernfalls müssen wir mit sehr hochreichenden Wolken, Schauern und Gewittern rechnen, kurz mit Überentwicklung. Häufig muß hierzu wieder eine bestimmte Bodentemperatur erreicht werden.

Thermikvoraussetzungen

Wir sind bisher noch nicht darauf eingegangen, warum unsere Luftpakete wärmer als die Umgebung geworden sind. Dies ist die zur Erklärung der Thermikentstehung wichtigste Frage. Grundsätzlich ist eine klare Atmosphäre von Vorteil. Diese ist nicht in der Lage, Energie aus der Sonnenstrahlung aufzunehmen. Dagegen kann verschmutzte Luft direkt und gleichmäßig erwärmt werden. So kommt weniger Energie am Boden an, und mögliche Temperaturgegensätze werden vermindert. Der Erdboden wandelt die Sonnenstrahlung in Wärme um. Doch je nach Oberflächentyp wird verschieden viel Sonnenstrahlung aufgenommen (und zur Erwärmung genutzt) oder reflektiert. Ganz grob kann man sagen: je dunkler eine Oberfläche ist, desto größer ist der Anteil der aufgenommenen und in Wärme umgewandelter Strahlung. Helle Körper dagegen reflektieren das meiste der Strahlung direkt wieder. Der prozentuale Anteil der reflektierten an der eingestrahnten Energie ist die Albedo, ein für uns sehr wichtiges Maß. Je höher die Albedo ist, desto schlechter für uns, denn desto weniger warm wird der Boden. Im Gegenteil: die reflektierte Strahlung sorgt für eine gleichmäßige Erwärmung der (verschmutzten) Atmosphäre.

Wichtig ist auch die Neigung der einfallenden Sonnenstrahlung gegen den Erdboden. Je steiler die

Sonnenstrahlung einfällt, desto größer ist die Energiedichte und damit die mögliche Erwärmung des Bodens. Im Flachland ist dies ziemlich egal, hier fällt die Sonne überall gleich steil ein (mittags am steilsten, daher ist auch mittags mit der besten Thermik zu rechnen). Im Gebirge dagegen (und damit meinen wir im Prinzip jede Abweichung vom Flachland) müssen wir genauer hinschauen.

Hier wird jeder Hang unter einem anderem Winkel von der Sonne bestrahlt. Morgens werden zuerst Hänge in Ostlage beschienen. Mit höhersteigender Sonne wird irgendwann die Auslösetemperatur erreicht, und zwar zunächst an einem südöstlichen Hang, während sich westliche und nördliche Hänge im Schatten befinden. Hier treten dann große Temperaturgegensätze auf. Wie wir gleich sehen werden, ist an Übergängen solch unterschiedlich geneigter Hänge bevorzugt mit Thermik zu rechnen. Östliche Hänge, die morgens als erste Thermik liefern, werden dann nachmittags auch als erste die Thermikproduktion einstellen. Wir müssen also, grob gesagt, der Sonne hinterherlaufen.

Der Boden nimmt Sonnenenergie auf, er erwärmt sich. Je nachdem, wie die Wärme an der Oberfläche gehalten werden kann, wird sich auch die direkt über dem Boden befindliche Luft erwärmen und Thermikblasen bilden können. Ein feuchter oder gar nasser Boden leitet die Wärme schnell in tiefere Schichten ab. Die darüberliegende Luft wird daher kühl bleiben. Erst abends, wenn die Einstrahlung zurückgeht, gibt der nasse Boden (ebenso wie Wasserflächen) die tagsüber aufgenommene Wärme langsam an die darüberliegende Luft ab, so daß abends, wenn die starke Thermik nachgelassen hat, über Seen oftmals ein schwaches, aber gleichmäßiges Steigen gefunden werden kann. Aber dies interessiert wahrscheinlich mehr den Segelflieger, der Überland geht und abends noch unterwegs ist. Außer von der Helligkeit, der Neigung und der Feuchtigkeit hängt es noch vom Vegetationstyp ab, wie stark sich die bodennahe Luft erwärmen kann. Über einer Straße z.B. erwärmt sich die Luft sehr schnell und steigt unmittelbar danach auf. Bei einem Acker mit hohem Bewuchs dagegen erwärmt sich zuerst die Luft zwischen den Pflanzen und wird dort erst einmal festgehalten. Hier dauert es folglich länger, bis sich Thermikblasen lösen, diese sind dann aber auch stärker. Dies hängt damit zusammen, daß die Luft mehr Zeit hat, sich zu erwärmen.

Zusammenfassend die Kriterien für eine gute Thermikoberfläche: Optimal ist ein dunkler, trockener Boden, der einen kurzen Bewuchs aufweist und in Richtung Sonne geneigt ist. Außerdem sollte die Fläche neben „schlechtem Thermikgrund“ liegen, denn nur wenn sich Temperaturgegensätze bilden, kommt es zum Aufstieg der Luftmasse. Damit das Ganze nicht zu einfach wird, steigen Warmluftblasen nicht immer dort auf, wo sie entstehen. Ansonsten müßten wir uns um nichts anderes als die Albedo-Werte, die Hangneigung und -richtung sowie Feuchtigkeit und Bewuchs kümmern und wären vollendete Thermikfuchse (nichts lieber als das). Daß es nicht so leicht ist, werden die meisten von uns das eine oder andere Mal bereits erfahren haben. Da der Aufstieg für eine Luftblase im physikalischen Sinne mit Arbeit verbunden ist, ziert sie sich normalerweise und wartet auf einen mehr oder weniger starken Anstoß. Bis dahin bleibt sie am Boden und wabert, vom Wind getrieben, durch die Gegend. Diesen Anstoß bekommt sie zum Beispiel, wenn sie gegen ein Hindernis (wie eine Waldkante) treibt, an welchem sie nach oben gedrückt wird. Einmal angehoben, muß sie weiter aufsteigen: der „Bart“ bzw. Aufwind ist geboren. Andere beliebte Auslösepunkte sind Kornfelder, fahrende Eisenbahnen, im Gebirge Hangkanten oder Bergkämme. Segelflieger kennen auch den Windenbart, der von ihrem Windenseil ausgelöst wird, bzw. durch den Betrieb der Winde verursacht wird. Ebenfalls positiv sind Temperaturgegensätze. Ist die Temperaturdifferenz zwischen zwei Feldern groß genug, wirkt die kältere Luft wie eine Mauer, an der die Warmluft bei geringen Luftzügen angehoben wird.

Thermik erkennt man (leider, leider!) nicht durch die rosarote Brille. Das verlässlichste Zeichen für einen vorhandenen Bart ist - neben dem kreisenden Modellflieger - der kreisende Vogel, auch Thermikgeier

genannt. Vögel fühlen mit einem sechsten Sinn die kleinste Luftbewegung und nutzen sie zum kraftsparenden Segelflug. Orientieren wir uns an ihnen, liegen wir eigentlich immer gut. Allerdings ist es uns auch schon passiert, daß sich Geier (in Form von Bussarden und Schwalben) von uns haben hereinlegen lassen.

Unser nächster Blick gilt dem Boden. Auch wenn noch so schöne Thermikwolken am Himmel stehen, zum Finden von Thermik sind sie erst geeignet, wenn unser Modell eine große Höhe erreicht hat. Solange wir unterhalb von etwa zwei Dritteln der Basishöhe sind, ist es sinnvoller, sich an möglichen Ablösepunkten zu orientieren. Welche Felder sehen so aus, als könnte sich ein Warmluftpolster bilden, wo könnte es möglicherweise abreißen, wie wird von dort die Warmluftblase aufsteigen? Immer müssen wir den Wind in unsere Überlegungen einbeziehen. Aufwindschläuche werden vom Wind geneigt, losgelöste Blasen weggeweht (Abb. 6).

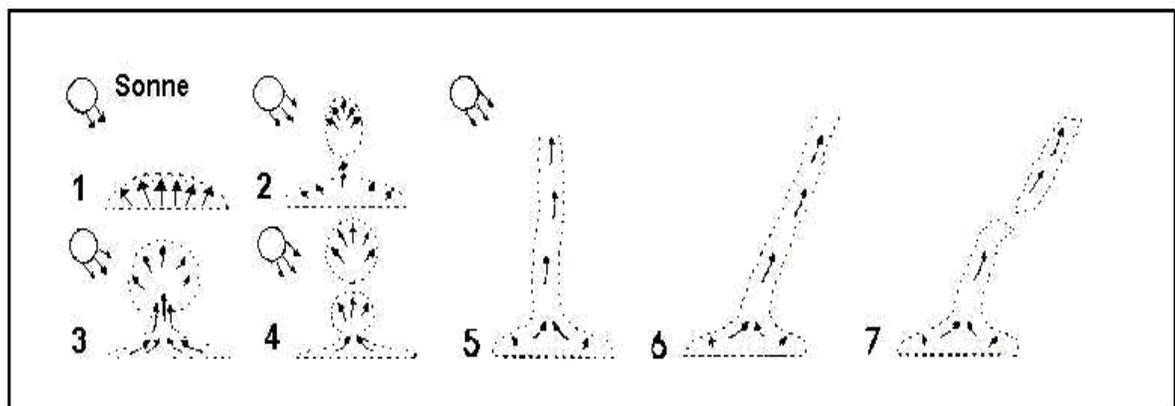


Abb.6 Über erwärmtem Boden bilden sich Warmluftpolster (1), aus denen sich zunächst einzelne Blasen bilden und ablösen (2 bis 4). Diese können bei zunehmender Erwärmung zu Schläuchen zusammenwachsen (5), die vom Wind geneigt (6) und zerrissen (7) werden können

Wolken, die Fliegerfreunde

Erst jetzt sollten wir unseren Blick zum Himmel richten und nach Wolken Ausschau halten. Hierbei kann tatsächlich die Brille helfen, denn mit einer vernünftigen Sonnenbrille kann man auch schwache Wolkenfetzen erkennen. Um eine Aussage über die Güte der Thermik machen zu können, müssen wir uns zunächst den Lebenslauf einer typischen Thermikwolke genauer betrachten. Zuerst haben wir unser aufsteigendes Luftpaket. Im Laufe des Aufstieges erreicht es, ist genügend Feuchtigkeit vorhanden, das Kondensationsniveau. Zuerst bildet sich ein kaum sichtbarer Schleier, der dann nach und nach anwächst und nach oben hin dichter wird (Abb. 7). Da es sich ab dem Kondensationsniveau um einen feuchtadiabatischen Aufstieg handelt (feuchtadiabatisch = verlangsamte Abkühlung unserer aufsteigenden Luft), wird das Luftpaket jetzt also beim Aufstieg beschleunigt. Es entsteht eine Haufenwolke (Cumulus). Dies ist eine der herrlichen Blumenkohlwolken, die garantiert jeden

Segelflieger am Boden ziemlich unruhig werden lassen (*Foto 1*).

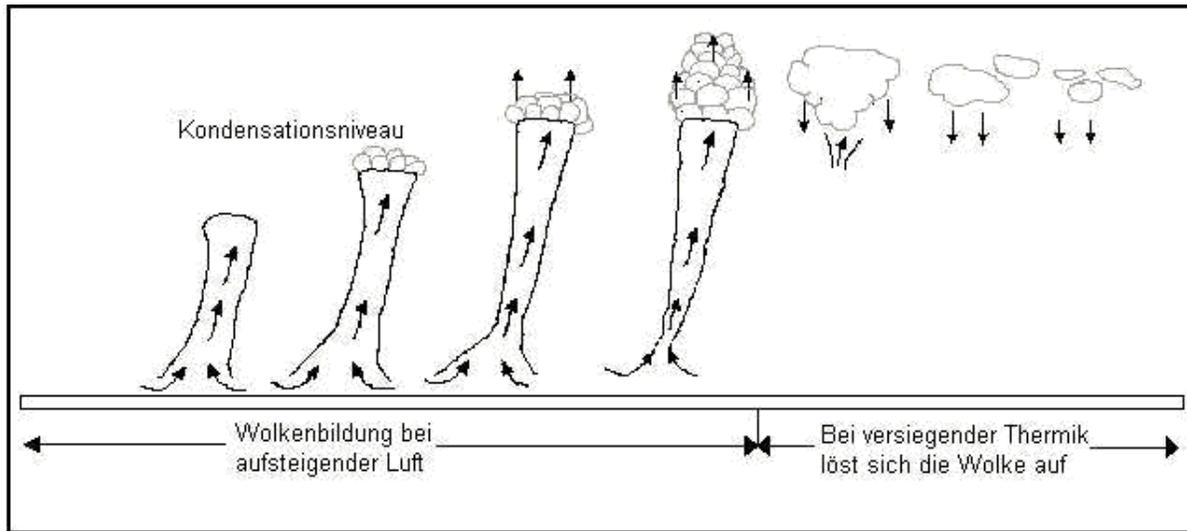


Abb.7 Lebenslauf einer Cumuluswolke



Foto 1: Sieht man hier nicht sofort die in die Höhe schießende Luft? Man beachte die deutliche Neigung des Cumulus durch den starken Wind!

Wolken sind in verschieden hohe Stockwerke unterteilt. Das unterste Stockwerk reicht vom Boden bis in 2 km Höhe. Hier finden wir Schichtwolken; sie haben die Vorsilbe Strato- (Stratus und Stratocumulus). Das mittlere Stockwerk befindet sich zwischen 2 und 7 km Höhe. Hier wird dem Wolkennamen die Vorsilbe Alto- vorangestellt: Altostratus, Altocumulus und - Ausnahmen bestätigen die Regel - Nimbostratus. Die Vorsilbe Nimbo- wiederum bedeutet, daß aus dieser Wolke Regen fällt. Oberhalb von 7 km Höhe, in der obersten Wolkenetage, finden wir Cirruswolken (*Foto 2*). Diese Wolken sehen faserig

aus, da sie bereits vollständig aus Eiskristallen gebildet werden. Oft werden sie auch als Schleier- oder Federwolken bezeichnet. Außerdem gibt es Cirrocumulus und Cirrostratus.



Foto 2: Cirrus, auch Federwolke genannt

Cumulus und Cumulonimbuswolken haben eine zu große vertikale Erstreckung und können so meist nicht einem einzigen Stockwerk zugeordnet werden. Für Modellflieger sind unmittelbar die Wolken im ersten Stockwerk interessant, schließlich müssen wir unser Modell ja noch sehen können. Für Vorhersagen benötigen wir jedoch die Wolken sämtlicher Höhen.

Die Wahrscheinlichkeit von Wolkenbildung steigt natürlich mit zunehmender Feuchtigkeit. Wichtige Vorhersageinstrumente sind zum Einen die Morgennebel, zum Anderen optische Erscheinungen wie Dämmerungen.

Für den Morgennebel gilt:

Nebel, der sich steigend hält, bringt Regen, doch klar Wetter, wenn er fällt.

Hohe Luftfeuchtigkeit bringt außerdem deutliche Dämmerungserscheinungen: je feuchter die Luft, desto roter die Sonne. Eine hohe Luftfeuchtigkeit am Morgen ist dabei grundsätzlich ein schlechtes Zeichen:

Der Abend rot und weiß das Morgenlicht, dann trifft uns böses Wetter nicht.

Was bedeuten nun die einzelnen Wolken für die Entwicklung des Wetters? Grundsätzlich bewirken Wolken immer eine Abschirmung der Sonnenstrahlung und damit einen Rückgang der Bodentemperatur im Schatten der Wolke. Solange nur vereinzelt Cumuli am Himmel stehen, wird die Thermik weiter angeheizt. Mit einer Wetteränderung ist im Moment nicht zu rechnen.

Je weißer die Schäfchen am Himmel stehen, desto länger bleibt das Wetter schön.

Wenn wir im Laufe des Nachmittages beobachten, daß die Cumuli immer weiter in den Himmel schießen und sich nach oben hin ausbreiten, dann kann die sogenannte Amboßwolke, der

Cumulonimbus, entstehen. Der Amboß oberhalb des Cumulus entsteht, da die Wolke gegen die Tropopause stößt und nicht mehr weiter aufsteigen kann. Da der Nachschub von unten jedoch nicht aufhört, breitet sie sich an der Inversion in der Horizontalen weiter aus. Es bildet sich die markante Kappe, die, von der Seite betrachtet, wie ein Amboß aussieht. Seine strahlend weiße Farbe erhält er durch die Eiskristalle, die in dieser Höhe anstelle der Wolkentröpfchen vorkommen. Der Cumulonimbus (Cb) sorgt für volle Wirtshäuser, da mit ihm heftige Gewitter einhergehen.

Eine kleine Wolke am Morgen macht oft ein großes Abendgewitter.

Auch wenn unter dem Cb die verlockendsten Steigwerte zu erwarten sind, so wäre es doch schade um unser Modell, da es sehr wahrscheinlich die starken Turbulenzen und eventuellen Hagelschlag nicht überleben wird (Gerade im Gebirge sollten wir die Gefahr nicht nur für das Modell, sondern auch für uns nicht unterschätzen und wissen, wann es Zeit für die Kneipe ist). Doch seid getrost: am nächsten Morgen werden wir wieder einen schönen Flugtag haben, denn so unangenehm diese Gewitter auch sind, eine dauerhafte Wetteränderung bewirken sie nicht:

Alle bösen Wetter klaren gegen Abend.

Wolken - auch anders ...

Breiten sich Cumuluswolken an einer niedrig gelegenen stabilen Schichtung horizontal aus, bildet sich Stratocumulus, miteinander verschmolzene Cumuluswolken, deren Ränder unscharf werden (*Foto 3*). Die Thermik wird schwächer werden, da kaum noch Sonnenstrahlung zum Erdboden durchkommt. Wir sprechen von einer Abschirmung. Stratocumulus kann auch entstehen, wenn sich Stratus aufzulösen beginnt oder durch Konvektion durchbrochen wird. Stratus ist besser als Hochnebel bekannt. Man sieht eine gleichmäßige, neblig-trüb wirkende Schicht mit einheitlicher Untergrenze, die sehr tief liegen kann (Nebel!). Leichter Niederschlag ist möglich. Stratus entsteht durch Abkühlung der untersten Luftschicht oder durch Nebelauflösung. In letzterem Fall kann sich auch der Stratus noch im Laufe des Tages auflösen, so daß es zu durchaus fliegbarem Wetter kommen kann. Das hängt von der Mächtigkeit der Stratusdecke und der Sonnenintensität ab.



Foto 3: Die Cumuli aus dem Vordergrund verdichten sich im mittleren Teil des Bildes zu Stratocumulus, der sich an der ausgezeichnet sichtbaren Inversion ausbreitet. Erst hinten gelingt es den aufschießenden Luftmassen, die Inversion zu durchbrechen

Im mittleren Stockwerk entsteht der Altopcumulus (Ac) ähnlich wie der Stratocumulus im unteren Bereich durch Ausbreitung von Cumulus- oder Cumulonimbuswolken sowie beim Zerfall von Altostratus und Nimbostratus. Auch bei aufziehenden Fronten kann er auftauchen. Doch nur im letzteren Fall droht das Wetter schlechter zu werden. Ansonsten sind die "Schäfchenwolken" Schönwetterwolken, die auf zunehmenden Hochdruckeinfluß hindeuten. Schönwetter heißt allerdings nicht unbedingt Thermikwetter!

Es gibt noch verschiedene Unterarten des Altopcumulus, von denen wir hier zwei erwähnen wollen. Zum einen die Föhn- und Wellenwolke Ac lenticularis, auf die wir später noch eingehen werden, und zum anderen die Türmchen- oder Zinnenwolken Ac castellanus. Aus der Ac-Schicht wachsen deutlich turmförmige Cumuli hervor. Dies ist ein Zeichen für eine instabile Schichtung oberhalb der Ac-Schicht. Der Ac castellanus ist damit ein recht zuverlässiger Gewittervorbote. Eine graublau wirkende Wolkenschicht mit einem streifigen Aussehen, die den Himmel ganz oder teilweise bedeckt, stellt der Altostratus (As) dar. Die Sonne ist teilweise noch erkennbar, wenn auch verschwommen. Hier ist fast immer mit schlechterem Wetter durch eine Warmfront zu rechnen. Nur als Auflösungsprodukt des Nimbostratus (hinter der Warmfront) zeigt der As eine Wetterberuhigung an. Der Nimbostratus (Ns) ist die mächtigere Version des As und entsteht aus dem As beim Warmfrontaufzug. Die Sonne ist nirgends mehr erkennbar, der Himmel präsentiert sich grau in grau. Es fällt permanent Niederschlag: Werkstattwetter! Die hohen Wolken haben auf das direkte Wetter nur durch ihre abschirmende Wirkung Einfluß: Die Thermik wird schlechter. Aufziehende und sich verdichtende Cirrusbewölkung deutet aber fast immer auf schlechteres Wetter hin.

Wenn der Himmel gezupfter Wolle gleicht, das schöne Wetter bald dem Regen weicht.

Dies ist das erste Anzeichen für eine herannahende Front, die sich aber noch etwa 24 Stunden Zeit läßt. Die hohen Wolken zeigen die Verhältnisse der oberen Troposphäre. Ihre Zugrichtung zeigt die Richtung der Höhenwinde an, die das zukünftige Wetter mit sich bringen. Insbesondere durch Vergleich der Zugrichtungen von hohen und tiefen bzw. mittelhohen Wolken kann man Aussagen über die großräumige Wetterentwicklung treffen (die dann vielleicht sogar stimmen!). Dreht der Wind mit der Höhe nach rechts (was man an den Wolken meist gut sehen kann), so herrscht in der Höhe eine sogenannte Kaltluftadvektion vor: Kalte Luft strömt heran, die zunächst für eine Labilisierung der Luftmasse sorgt (Hammerwetter!), dann aber durch Überentwicklung auch für Regenschauer sorgt. Nach links drehender Wind zeigt dagegen heranziehende Warmluft an. Oftmals bringt diese „warme Suppe“ Dauerregen mit sich. Allgemein gilt:

Ziehen die Wolken dem Wind entgegen, gibt´s am anderen Tage Regen.

Fronten

In großer Höhe bilden sich Wolken vor allem beim Aufzug von Fronten. Bereits mehrfach erwähnt,

wollen wir diese großräumigen Wettermacher nun näher beschreiben. Allgemein ist eine Front eine Grenzfläche zwischen zwei Luftmassen mit verschiedener Temperatur. In unseren Breiten ist dies die Polarfront, die durch die großräumige Zirkulation entsteht. Auf sie wollen wir nicht weiter eingehen, nur kurz zur Beschreibung: In etwa 60° geographischer Breite trifft aus südwestlicher Richtung warme, tropische Luft auf kalte, polare Luft, die aus Nordosten zu uns kommt. An dieser Grenzfläche bilden sich sehr scharfe Druck- und Temperaturgegensätze aus, die aber noch keine Wirksamkeit auf das Wetter haben. Erst wenn sich diese Front in Bewegung setzt, kommt es zu typischen Wettererscheinungen, die im Folgenden erläutert werden sollen.

Zuerst müssen wir hierzu auf den "Motor" der Frontenbewegung eingehen: das Tiefdruckgebiet, mit seinen Ausläufern (den Fronten) im Fachjargon "Zyklone" genannt. Es handelt sich hierbei um eine zunächst kleinräumige Störung in der Druckverteilung. Aufgrund der Geographie entstehen solche Störungen gerne bei Island (natürlich nicht nur) - das berühmte Islandtief droht. Die Luft steigt auf und fängt an, um das Zentrum des Tiefs zu rotieren: gegen den Uhrzeigersinn - zyklonal. Dadurch wird die Polarfront verformt. Südöstlich des Tiefs strömt die warme Luft vorwärts und schiebt sich über die kalte Luft - eine Warmfront entsteht. Westlich des Tiefs strömt die kalte Luft aus Norden südwärts und schiebt sich unter die warme und damit leichte Luftmasse - die dazugehörige Kaltfront wird gebildet.

Bei einer Warmfront gleitet die warme Luft über die kalte (*siehe Abb. 8a*). Die Neigung ist sehr gering, von der Tropopause bis zum Boden kann die Warmfront eine Tiefe von über tausend Kilometer haben. Wie sieht nun die typische Bewölkung im Laufe des Warmfrontdurchzuges aus? Der Aufzug beginnt in der Nähe der Tropopause. Durch den Aufgleitvorgang wird die warme Luft angehoben und erreicht so das Kondensationsniveau. Es bildet sich zuerst ein Cirrusschleier, der nach und nach mächtiger wird. Die Basis sinkt und es entsteht Schichtbewölkung. Aus dem Cirrus wird Stratocirrus, später Altostratus und Nimbostratus. Aus diesem fällt beständiger, langanhaltender Nieselregen, der allmählich stärker wird. Man beobachtet beim Durchzug einer Warmfront gleichmäßig abnehmenden Luftdruck, der an der Luftmassengrenze sein Minimum erreicht. Die Temperatur bleibt konstant und nimmt unmittelbar an der Grenzfläche sprunghaft zu - um bis zu 10°C! Der Wind weht vor der Warmfront im europäischen Bereich meist aus südlichen Richtungen, beim Durchzug der Front frischt er auf und dreht auf westliche Richtungen. Hinter der Warmfront löst sich die Bewölkung auf. Jetzt folgt der Warmsektor, ein Gebiet, in dem wir relativ schlechte Sicht vorfinden. Die Luft hat subtropischen Ursprung und ist über den Atlantik zu uns gekommen. Aufgrund der hohen Temperatur hat sie dort eine Menge Wasserdampf aufnehmen können, der dann bei uns die Sicht trübt.

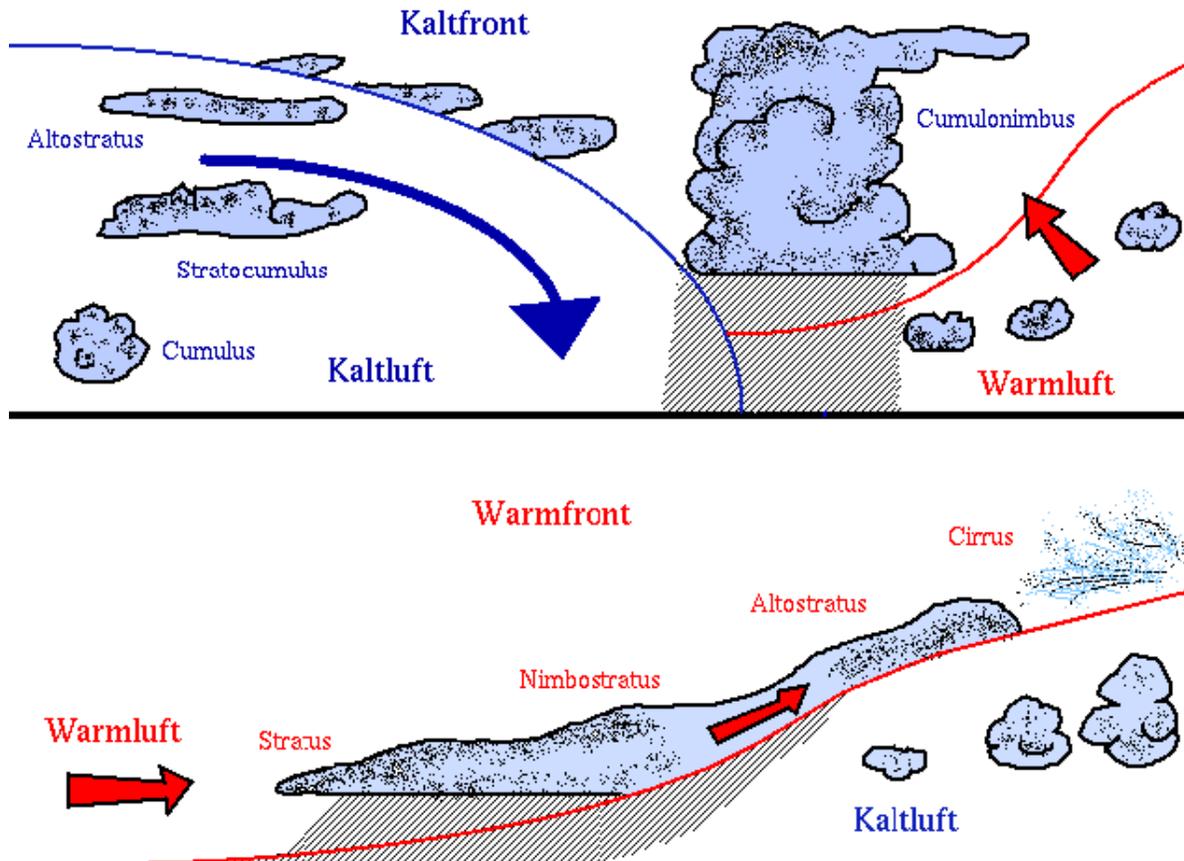


Abb.8 Schematische Darstellung der Warmfront (Teil A) und der Kaltfront (Teil B)

Je nachdem, wie weit nördlich das Tief an uns vorüberzieht, kommt nun die Kaltfront auf uns zu. Sie bewegt sich etwa doppelt so schnell wie die Warmfront. Hier schiebt sich die schwere kalte unter die leichtere warme Luft, die dadurch sehr schnell und heftig nach oben gedrückt wird (*siehe Abb. 8b*). Die Kaltfront ist wesentlich steiler als die Warmfront, durch ihre Vorwärtsbewegung kann sogar in mittleren Höhen die kalte Luft die warme Luft am Boden überholen. Das sorgt für insgesamt sehr labile Verhältnisse - im Prinzip das härteste Hammerwetter, wären mit dieser Labilität nicht heftiger Regen, Gewitter und Windböen in Sturmstärke verbunden.

Die dominierende Wolkenart ist der Cumulonimbus, der, anders als beim Wärmegewitter, dicht an dicht steht. Es kommt zu deutlich heftigeren Wettererscheinungen als bei der Warmfront, dafür ist der Spuk aber auch nach wesentlich kürzerer Zeit vorbei (zwei bis drei Stunden). Beobachten wir den Durchzug der Kaltfront auf dem Barometer, so stellen wir vor der Front einen gleichmäßig niedrigen Luftdruck fest. Mit dem Frontdurchgang fällt er kurz noch weiter ab, um anschließend deutlich zu steigen. Die Temperatur fällt deutlich ab, der Wind dreht vor der Front auf Südwest, um dann beim Frontdurchgang einen deutlichen Windsprung nach Nordwest zu machen.

Die Cb's lösen sich recht zügig wieder auf, unter sich auflösenden Altostratusfeldern findet man

Stratocumuli und bald beherrschen Cumuli den Himmel. Die Sicht wird in der kalten Luft ausgezeichnet - wir reden von einer "von-Pol-zu-Pol"-Sicht. Hier, etwa 24 Stunden hinter der Kaltfront, finden wir das ideale Segelflugwetter. (Wie bekommt man einen Segelflieger morgens um 5 Uhr aus dem Bett? "Rückseitenwetter!") Die Thermik ist allerdings ruppig, eng - zumindest für den „großen“ Segelflieger - und damit turbulent. Dafür sind die Steigwerte aber rekordverdächtig. Im Wetterbericht ist häufig von einem Zwischenhoch die Rede, das uns die Zeit bis zum nächsten Tief vertreibt (leider treten Tiefdruckgebiete selten alleine auf). Nach etwa zwei Tagen sucht uns das nächste Tief heim!

Da die Kaltfront deutlich schneller als die Warmfront zieht, holt sie sie irgendwann ein. Es bildet sich die Okklusion als Vereinigung der beiden Fronten. Der Warmsektor ist verschwunden und existiert nur noch als Warmluftshale in der Höhe. Am Boden hat sich die Kaltluft durchgesetzt. Solange die Warmluftshale in der Höhe existiert, hat die Okklusion allerdings noch Frontcharakter und bringt Regen. Der Druck im Kern des Tiefs nimmt zu: Die Zyklone löst sich auf.

Leider gibt es auch andere, nicht auf den ersten Blick erkennbare Ursachen für schlechtes Wetter. Eine davon ist der Höhentrog. Hier handelt es sich um kalte Luft, die nur in der Höhe vorkommt. In diesem Bereich stößt kalte Luft aus Norden vor und überlagert einen Warmluftbereich aus Süden. Diese kalte Luft in der Höhe ist von allen Seiten von warmer Luft umgeben. Ersichtlich wird sie nur auf der Höhenwetterkarte. Hier sieht man ein Tief, das aufgrund seiner stark labilen Schichtung für Gewitter oder Schauer sorgt.

Lokale Winde

Nun wollen wir noch auf einige regionale Windverhältnisse eingehen: Zuerst gibt es den Effekt der Land- Seewindzirkulation. Dieser entsteht, da sich Land- und Wasseroberfläche unterschiedlich erwärmen. Während sich die Luft über Land fast gleichzeitig mit der Erdoberfläche aufheizt, speichert das Wasser die aufgenommene Wärme erst einmal und gibt sie nur mit einer gewissen Verzögerung an die darüberliegende Luft ab. Tagsüber erwärmt sich also so zuerst die Luft über Land, während die über Wasser noch nächtliche Temperaturverhältnisse aufweist. Die warme bodennahe Luft steigt auf. Nun muß Luft von der Wasseroberfläche nachströmen, es entsteht eine Zirkulation. Nachts kehren sich diese Verhältnisse dann um, da jetzt das Wasser seine Wärme abgibt. Hier steigt Luft auf, es entsteht durch die vom Land nachströmende Luft der Landwind. (Grundsätzlich werden Winde danach bezeichnet, wo sie herkommen, also bedeutet Landwind "von Land her kommend").

Zuerst müßte man meinen, daß tagsüber über Land Thermik entstehen wird. Eigentlich ist es natürlich auch so, da die erwärmte Luft aufsteigt. Setzt dann jedoch der Seewind in den Mittagsstunden ein, ist es vorbei mit der nutzbaren Thermik: Er bläst sie davon. Dies werden besonders all die leidgeplagten (Modell-)Segelflieger wissen, die nahe der Küste wohnen!

Ein weiteres lokales Windfeld ist der Berg- und Talwind. Tagsüber weht der Wind vom Tal her, den Berg hinauf. Also:... richtig, Talwind (*siehe Abb. 9*)! Nachts kehren sich auch hier die Verhältnisse um, der Bergwind setzt ein und fließt ins Tal. Einerseits kann dieses Phänomen direkt über die Erwärmung der Berghänge erklärt werden. In den frühen Morgenstunden treffen die ersten Sonnenstrahlen zuerst die zur Sonne hin geneigten Hänge, welche sich dann erwärmen. Die Luft darüber steigt auf, Luft vom Tal strömt nach.

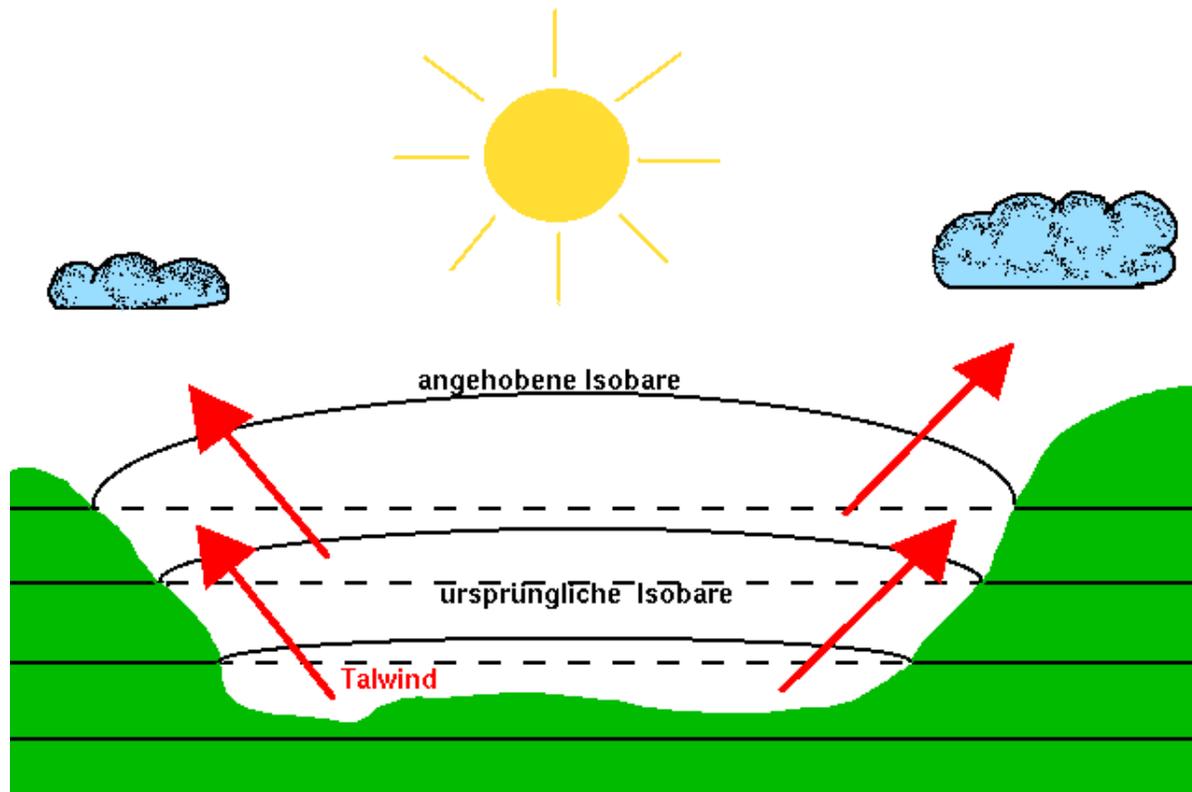


Abb.9 Durch die Sonneneinstrahlung kommt es zur Anhebung der Isobaren: Der Talwind entsteht

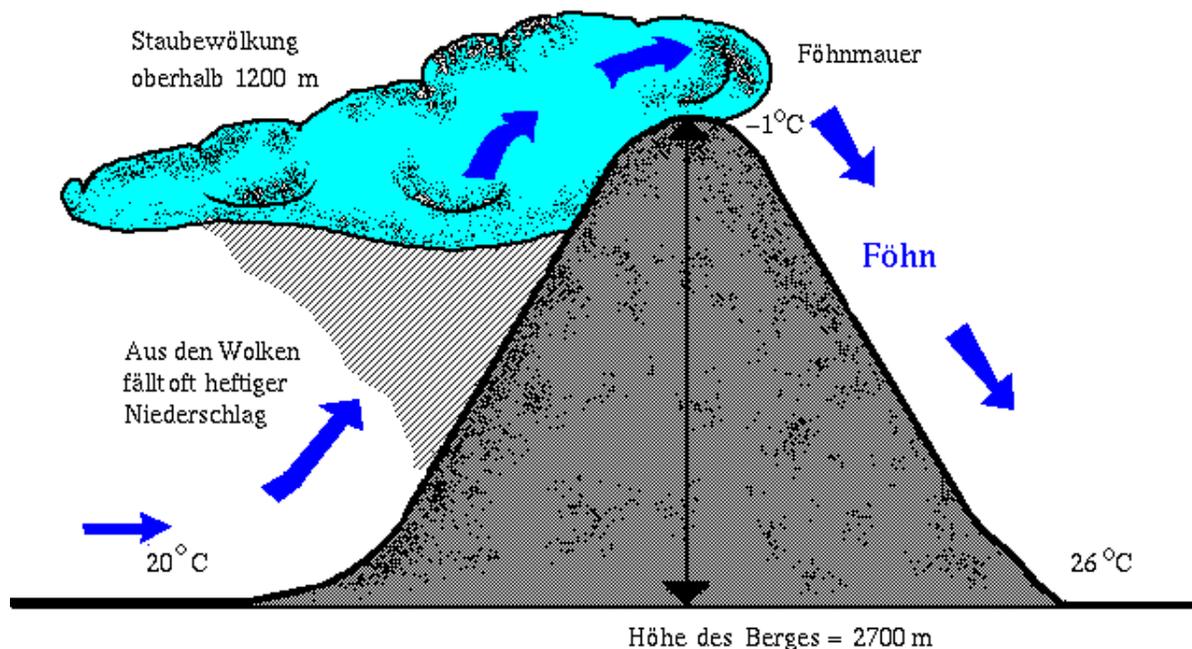
Durch die Erwärmung des Talbodens im Laufe des Tages ändert sich zusätzlich die Druckverteilung. Über dem Tal steigt der Druck, da die Flächen gleichen Druckes durch die Erwärmung angehoben werden. Warme Luft dehnt sich aus, also liegen auch die Flächen gleichen Druckes weiter auseinander und es kommt zur Anhebung der Druckflächen. Am Hang selbst und im Berginnern bleibt der ursprüngliche Druck erhalten. Dadurch kommt es zu einem Druckgefälle vom Tal zum Berg, das durch den Talwind ausgeglichen wird. Am Nachmittag setzt an den Stellen, die die Sonne zuerst nicht mehr bescheint, der Bergwind ein. Also Vorsicht an diesen Stellen, hier kann das Modell leicht ins Tal verschwinden!

Hangaufwind und Wellen

Die bisher beschriebenen Effekte des Land- Seewinds und Berg- Talwinds treten jedoch nur bei Wetterlagen mit recht schwachen Windverhältnissen auf. Nimmt der Wind zu, werden die lokalen Windzirkulationen durch andere, großräumige Windsysteme überdeckt. Jetzt erscheinen Effekte wie Hangaufwind und Leewellen: Strömt der Wind senkrecht auf einen geeigneten Hang, so wird er am Hindernis zum Aufsteigen gezwungen, es entsteht der Hangaufwind. Diesen können wir für unser Modell nutzen, wir müssen nur darauf achten, uns nicht zu weit vom Hang zu entfernen, da wir dann in

Föhn

Wenn die überströmten Berge hoch genug sind, dann kommt es zur Erscheinung des Föhns. Nördlich der Alpen tritt dieser warme Wind bei Südwindlagen ein. Die Luft strömt von Süden nach Norden und wird am Südrand der Alpen zum Aufstieg gezwungen (*siehe Abb. 11*). Die aufsteigende Luft kühlt sich zunächst trockenadiabatisch ab, bis sie das Kondensationsniveau erreicht, der weitere Aufstieg erfolgt unter Wolkenbildung feuchtadiabatisch. Das kondensierte Wasser sorgt für zum Teil heftige Niederschläge. Durch die Freisetzung von Wärme bei der Kondensation erhält die Luft zusätzliche Energie. Hat die Luft dann den Kamm passiert, sinkt sie auf der anderen Seite wieder ab und erwärmt sich trockenadiabatisch. Durch die Wärme, die bei der Kondensation freigeworden ist, erreicht die Luft, wenn sie am Boden angekommen ist, eine höhere Temperatur als sie südlich der Alpen hatte. Da die Feuchte auf der Luvseite auskondensiert ist, kommt es auf der windabgewandten Seite zu einer erheblich verbesserten Sicht.



Die Entstehung des Föhns im Gebirge

Abb.11 Hier gibt es Föhn beim Überströmen des Berges. Die Zahlenbeispiele in der Zeichnung werden im Text näher erläutert

Als Beispiel stellen wir uns einen Berg von 2700 m Höhe vor. Die Luft südlich des Berges habe 20°C. Die Luft kühlt sich beim Aufstieg um 1°C pro 100m ab (trockenadiabatisch), bis in z.B. 1200m Höhe das Kondensationsniveau erreicht wird. Das heißt, die Luft hat in dieser Höhe eine Temperatur von 8°C.

Der weitere Aufstieg erfolgt feuchtadiabatisch mit einer Abnahme von etwa $0,6^{\circ}\text{C}$ pro 100m. Am Kamm ist damit eine Temperatur von -1°C erreicht. Auf der anderen Seite erwärmt sich die Luft beim Abstieg trockenadiabatisch (da mit Beginn des Abstieges und der ersten geringfügigen Erwärmung die relative Feuchte unter 100% fällt) und kommt mit einer Temperatur von 26°C am Boden an. Da die Luft außerdem sehr trocken ist, haben empfindliche Menschen häufig gesundheitliche Probleme.

Gerade im Gebirge kommt es häufig zu unvorhergesehenen Wettererscheinungen. Hier muß die unterschiedliche Topographie berücksichtigt werden. Jeder Hang zeigt eine unterschiedliche Neigung, Ausrichtung zur Sonne und Vegetation. Deshalb kann es hier zu kurzfristigen Wetterumschwüngen kommen, die selbst regional nur schwer oder gar nicht vorhersagbar sind. Umso wichtiger ist hier die Aufmerksamkeit des Beobachters, um nicht unangenehm überrascht zu werden!

Wetterkarten

Damit man nun flugfreundliche Wetterlagen im voraus erkennen kann, ist es hilfreich, sich genauer mit der Interpretation der Wetterkarte zu beschäftigen. An sämtlichen meteorologischen Meßstationen werden zweimal täglich Radiosondenaufstiege durchgeführt. Diese Daten werden dann in die Wetterkarte eingezeichnet. Daneben werden regelmässig Bodenmessungen gesammelt. Neben Druck, Temperatur und Feuchte wird der Wind bestimmt, Art, Dichte und Höhe der Bewölkung ermittelt, die Sichtweite sowie die Niederschlagsmenge und -art gemessen. Die Meßwerte, die durch Radiosondenaufstiege oder durch Handmessungen gewonnen wurden, werden in Karten verschiedenen Druckes eingezeichnet. Neben Bodenwetterkarten existieren Karten der Hauptdruckflächen (850, 700, 500, 300 und 200 hPa). Auf der Bodenwetterkarte werden an jeder Station die jeweiligen Meßdaten notiert (*siehe Abb. 12*). Danach werden die Stationen gleichen Druckes miteinander verbunden. Diese sogenannten Isobaren bilden geschlossene Linien.

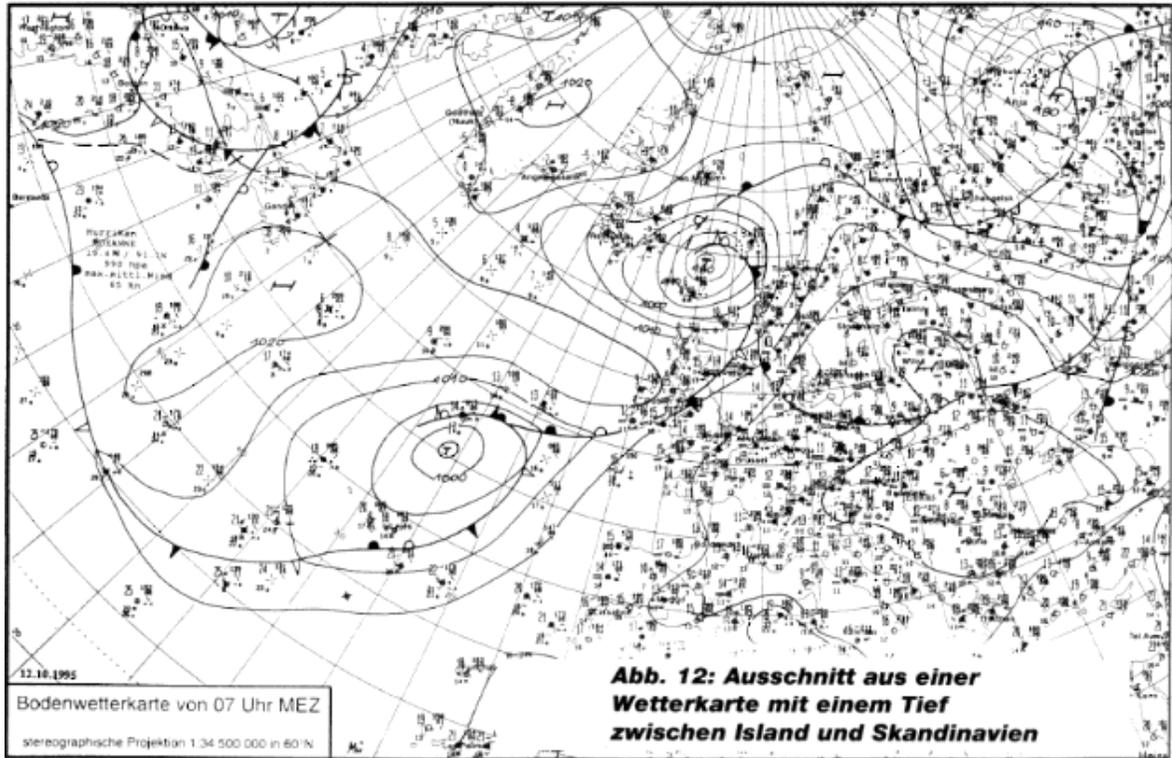


Abb.12 Ausschnitt aus einer Wetterkarte mit einem Tief zwischen Island und Skandinavien

Dabei erkennt man Hoch- und Tiefdruckgebiete, um die der Wind, dank der Erdrotation, parallel zu den Isobaren weht. Um Hochdruckgebiete weht der Wind im Uhrzeigersinn, entgegengesetzt um das Tiefdruckgebiet. Die Darstellung des Windes in Wetterkarten ist etwas gewöhnungsbedürftig. Aus der Richtung, aus der der Wind weht, zeigt ein Pfeil (oftmals auf einen Strich reduziert) auf den Stationskreis. An seinem Ende ist die Windstärke, gerundet auf 5 ganze Knoten, anhand eines Fähnchens eingezeichnet. Dabei bedeutet ein ganzer Strich 10 Knoten, ein halber 5 Knoten. Ein Knoten ist eine Seemeile (gleich 1,85 Kilometer) pro Stunde. Die Windfahne zeigt dabei immer in Richtung auf den niedrigeren Druck. Außerdem werden die Fronten in die Karte eingezeichnet. Diese erkennt man durch die oben beschriebenen Temperatur- und Windsprünge. Die Warmfront erhält in der Karte ausgefüllte Halbkreise in Zugrichtung, diese sind oft auch rot dargestellt. An der Kaltfront befinden sich auf der Bodenwetterkarte blaue Dreiecke, auch diese zeigen in Zugrichtung. Hat die Kaltfront bereits die Warmfront eingeholt, kommt es zur Okklusion, diese wird durch jeweils abwechselnde Halbkreise und Dreiecke gekennzeichnet.

Ein ähnliches Aussehen haben die Höhenwetterkarten. Hier wird nicht der Druck in einer bestimmten Höhe, sondern die Höhe einer bestimmten Druckfläche eingetragen. Dennoch haben Hoch- und Tiefdruckgebiete dasselbe Aussehen wie auf der Bodenwetterkarte. Eine geringe Höhe der Druckfläche bedeutet tiefen Druck und andersherum. Auffällig ist die deutliche Verschiebung von Fronten gegenüber dem Boden. In der Höhe eilen die Warmfronten voraus, die Kaltfronten bleiben zurück (wie wir bei der Behandlung der Fronten ja schon gesehen haben). Die Darstellung der Fronten ist wie auf der Bodenwetterkarte, allerdings sind die Halbkreise bzw. Dreiecke nicht ausgefüllt. Die Höhenwetterkarten geben einen ersten Aufschluß über die Wetterentwicklung der nächsten Tage. Man sieht bereits, wie sich

die Fronten am Boden verlagern werden. Die Winde in der Höhe sind ausschlaggebend für die Zugrichtung der großräumigen Wetterlagen, zeigen uns also, welche Luftmassen zu uns kommen werden. Allgemein nutzt aber eine einzelne Karte wenig. Wichtig ist, die Entwicklung anhand der Wetterkarten regelmäßig zu verfolgen, um Aufschluß über Zuggeschwindigkeiten von Schlechtwettergebieten zu erhalten. Liegt ein Tiefdruckgebiet in der Höhe über uns, so wird trotz eines Bodenhochs das Wetter regnerisch. Dieses tritt bei hochliegenden Kaltlufttropfen auf, wenn sich kalte Luft von Norden her nach Süden bewegt und den Anschluß an ihre Quelle verliert. Diese Kaltlufttropfen liegen dann wie ein Berg in der Luftströmung, an welchem diese unter Kondensation aufsteigt. Außerdem „saugt“ das Tiefdruckgebiet Luft von unten an, die dadurch hochreichende Schauerbewölkung bewirkt.

Satellitenbilder

Vergleicht man die Wetterkarten mit Satellitenbildern, so findet man vor der Front einen mehr oder weniger breiten Streifen Bewölkung. Leider bekommt man im Wetterbericht nur noch selten Satellitenbilder zu Gesicht, statt dessen sieht man Abend für Abend den gleichen Wolken-(vorhersage?)film. Bei den Bildern unterscheiden wir zwischen Aufnahmen im sichtbaren Bereich und Infrarotaufnahmen. Wenn überhaupt, werden im normalen Wetterbericht allerdings Satellitenbilder aus dem sichtbaren Bereich gezeigt. Daher wollen wir diese im Folgenden näher beschreiben. Deutlich wird sofort die unterschiedliche Helligkeit der Wolken. Grundsätzlich gilt: je heller eine Wolke erscheint, desto höher ist ihre Oberkante. Dies liegt unter anderem daran, daß in großen Höhen (über der Null-Grad-Grenze) der Eisanteil der Wolke immer weiter zunimmt und mehr Strahlung reflektiert. So kann es passieren, daß zwar auf dem Satellitenbild Wolken praktisch nicht zu erkennen sind, aber dennoch der Himmel vom Boden aus grau in grau erscheint, vielleicht sogar Regen fällt. Hier muß immer die Bodenwetterkarte mit den Wolken- und Niederschlagsmeldungen mit hinzugezogen werden.

Sehr deutlich sind dagegen Fronten und die dazugehörigen Tiefdruckgebiete zu erkennen. Um den Tiefdruckkern herum ist ein Wolkenband sichtbar, das sich schneckenhausförmig aufrollt. Von diesem Schneckenhaus gehen zwei Wolkenbänder ab: ein relativ breites, homogen wirkendes Band vor der Warmfront, dahinter ein schmaleres, eher gefleckt wirkendes hinter der Kaltfront. Dieses ist darauf zurückzuführen, daß vor der Warmfront hochreichende Schichtbewölkung vorherrscht, an der Kaltfront dagegen Cumulus- bzw. Cumulonimbusbewölkung in offenen oder geschlossenen Zellen auftritt (*Abb. 13*).

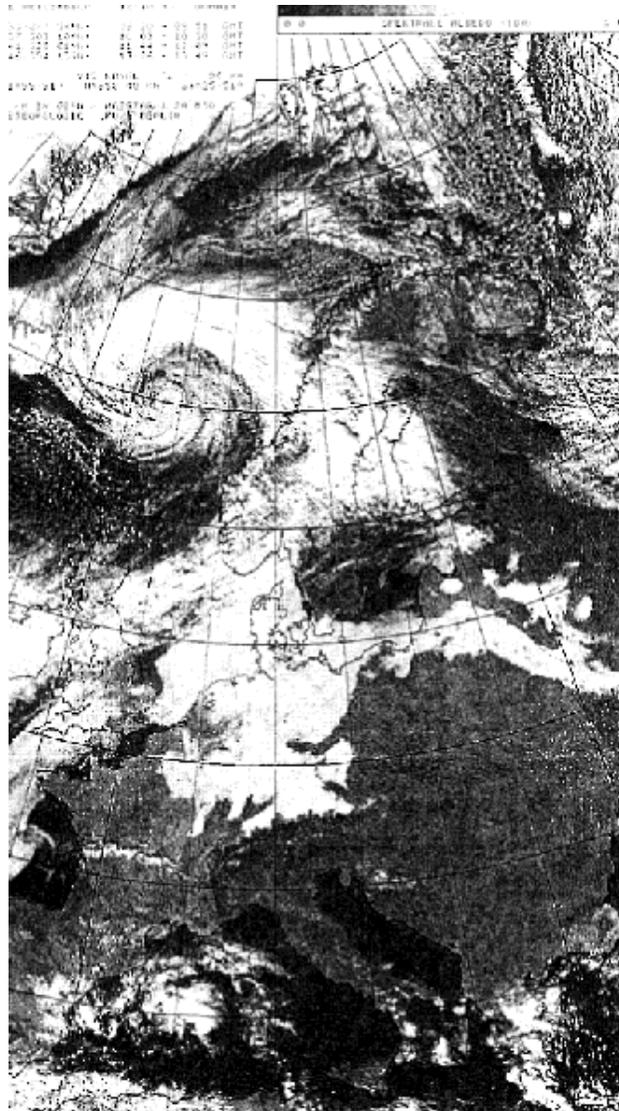


Abb.13 Das Tiefdrucksystem aus Abb.12 im Satellitenbild

Wie wir bereits erwähnten, verursachen Flugzeuge Kondensstreifen, die zur Familie des Cirrus gehören. Diese sind oft auch auf dem Satellitenbild gut zu erkennen. Meist handelt es sich um parallel angeordnete Linien, sie zeigen die Luftstraßen. Durch Satellitenbildauswertung wurde der prozentuale Anteil der durch Flugzeuge hervorgerufenen Wolken an der Gesamtwolkenmenge ermittelt: Er liegt global bei 0,5%, lokal jedoch oftmals sehr viel höher. Das entspricht einer zusätzlichen natürlichen Eiswolkenbedeckung von 15-20%. Dies ist eine nicht zu vernachlässigende Wolkenmenge in großer Höhe, wo sie aufgrund von geringen Austauschprozessen nur langsam aufgelöst werden kann. Damit sind diese zusätzlichen Cirren ein Mitverursacher des vom Menschen gemachten Treibhauseffektes.

Großwetterlagen

In Europa treten einige Großwetterlagen bevorzugt auf. Diese wollen wir nun auf ihre

Thermikmöglichkeiten untersuchen. Wir unterscheiden in Mitteleuropa acht unterschiedliche Großwetterlagen, die nach der vorherrschenden Windrichtung benannt sind, es gibt die Nord-, Süd-, West- und Ostlage sowie die Zwischenstufen Nordwest und Südwest. Daneben kennen wir zentrales Hoch und zentrales Tief. Die Großwetterlagen Nordost und Südost werden zur Ostlage gezählt. Wenn wir nun wissen wollen, wo sich Hoch- und Tiefdruckgebiet befinden, können wir als groben Anhaltspunkt eine allgemeine Regel nutzen: Sehen wir den Wind, so liegt links vor uns das Hochdruckgebiet, rechts hinter uns das Tief. Vorsicht! Lokale Winde können diese Regel außer Kraft setzen!

Am häufigsten findet man die Westwindlage, sie tritt im Jahresdurchschnitt in 26% der Fälle auf. Sie ist gekennzeichnet durch ein Azorenhoch und ein Tief zwischen Island und Skandinavien. Es kommt zu rasch ostwärts ziehenden Zyklonen. Die Meeresluft sorgt für wolkenreiches, wechselhaftes Wetter. Vor allem im Sommer und Winter treten Westlagen auf, im Mai hingegen sind sie besonders selten. Verschiebt sich das Azorenhoch nach Norden, entsteht die Nordwestlage (*siehe Abb. 14*). Sie sorgt für reichhaltige Niederschläge.

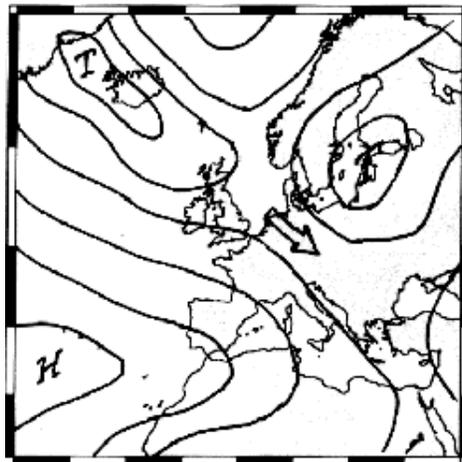


Abb.14 Nordwestlage

Die dritte maritime Wetterlage ist die Südwestlage. Hier ist das Azorenhoch nach Osten gewandert, das Tief liegt in der Gegend von Island. Sie bringt feuchtwarme, im Winter milde Luft nach Deutschland.. "Südwest-Regennest". Die drei maritimen Wetterlagen mit Westkomponente machen zusammen im Sommer und Winter knapp 50% aller Wetterlagen aus. Im Frühjahr hingegen kommen sie „nur“ zu 28% vor, im Herbst machen sie 40% aus. An einigen Tagen des Jahres hat die Großwetterlage besondere Bedeutung für das weitere Wettergeschehen, so zum Beispiel am 27. Juni, dem Siebenschläfertag. Eine alte Bauernregel besagt:

Das Wetter am Siebenschläfertag sieben Wochen bleiben mag.

Diese Regel trifft mit einer Wahrscheinlichkeit von über 60% zu. Das liegt daran, daß die Höhenströmung über die Sommermonate meist sehr stabil ist. Nun hängt es davon ab, ob uns die atlantischen Tiefdruckgebiete treffen oder ob sie nördlich an uns vorbeiziehen.

Als zweiten Schwerpunkt betrachten wir die Ostlagen (*siehe Abb. 15*). Hier finden wir ein Hoch über Nordrußland und dem skandinavischen Raum. Über dem Mittelmeer liegt ein Tiefdruckgebiet. Alle

östlichen Wetterlagen treten zwar nicht so häufig auf, dafür sind sie aber sehr langlebig. Deutschland gerät bei Ostlagen für längere Zeit unter kontinentalen Einfluß: Frost im Winter, Hitze im Sommer. Die größte Wahrscheinlichkeit, eine Ostlage anzutreffen, ist im Mai mit 27% sowie im Hochwinter mit ca. 20%. Bei der Ostlage kann es zu Tagen mit guter Thermik kommen, insbesondere in der warmen Jahreszeit, wenn die Sonne von Wolken ungestört einstrahlen kann. Im Winter sorgt diese Lage jedoch für eine sehr stabile Schichtung und oftmals für Bodeninversionen.

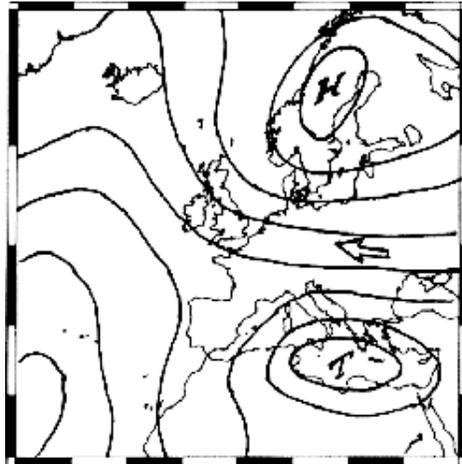


Abb.15 Ostlage

Außerdem gibt es noch die Südlage: Einem Hoch über Zentralrußland steht ein Tief über den britischen Inseln gegenüber (*siehe Abb. 16*). Dieses ist die typische Föhnlage für das Alpenvorland. In ganz Deutschland ist sonniges, warmes Wetter zu erwarten. Hier müssen wir mit einer stabilen Schichtung rechnen, in Gebirgsnähe kann es zur Ausbildung von Wellen kommen.

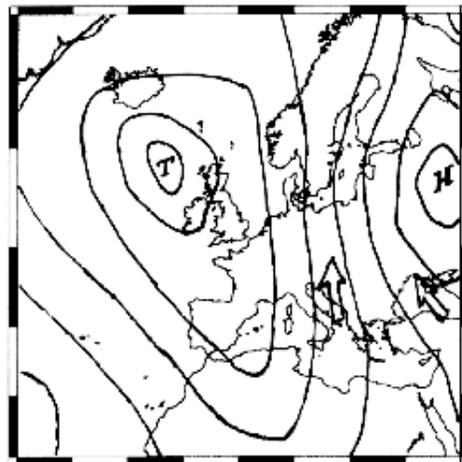


Abb.16 Südlage

Bei einer Nordlage liegt das Hochdruckgebiet über dem Ostatlantik und blockiert damit heranziehende Zyklonen. Gleichzeitig liegt über dem Baltikum ein ortsfestes Tiefdruckgebiet. Mit der Nordströmung kommt es zu einer, für jede Jahreszeit zu kalten, Witterung. Dieses ist die typische Frühlingswetterlage (etwa 25% der Tage), welche von einer sehr labilen Schichtung bestimmt ist und als "Aprilwetter"

verschrien ist.

Aprilwetter und Kartenglück wechseln jeden Augenblick.

Regen und Schneeschauer wechseln sich mit Sonnenschein ab. Bei dieser Lage kann man ausgezeichnete Thermik finden, wir sollten aber auf jeden Fall den Regenschutz nicht vergessen!

Das Zentrale Tief über Mitteleuropa entwickelt sich vor allem aus der Nordlage. Es bringt naßkaltes Wetter mit sich. Zum Glück tritt dieses Schmuddelwetter nicht allzu häufig auf, ca. an sieben Tagen im Jahr. Wesentlich häufiger tritt der Großwettertyp Zentrales Hoch auf (*siehe Abb. 17*). Ein warmes Hochdruckgebiet setzt sich über Mitteleuropa fest und sorgt für längeranhaltendes, schönes Wetter. Insbesondere im Herbst kennen wir die Lage unter dem Namen "Altweibersommer". Allerdings nehmen mit fortschreitender Jahreszeit die Nebellagen zu, auch Hochnebel können sich bilden und der berühmte Smog. Thermik werden wir meist vergeblich suchen, nur bei kräftiger Sonneneinstrahlung, also vor allem im Sommer, kann der Boden genug erwärmt werden.

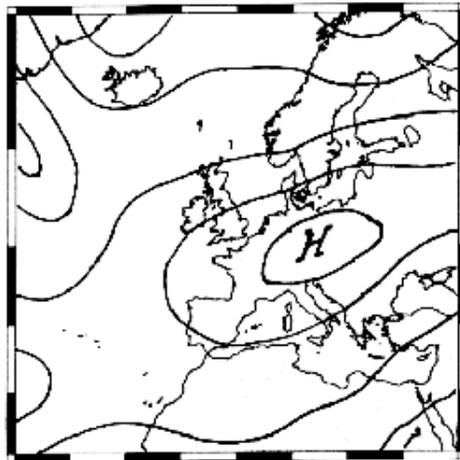


Abb.17 Zentrales Hoch

Last but not least

Wir hoffen, daß Sie in der kommenden Saison und auch darüber hinaus möglichst viele fliegerfreundliche Wetterlagen erleben werden. Wir wünschen uns, daß mit diesem Artikel einiges klarer geworden ist und daß wir den einen oder anderen dazu verleitet haben, auch mal genauer an den Himmel zu schauen. Um auf unsere Bauernregel aus der Überschrift zurückzukommen: sie geht nicht so weiter, wie Sie jetzt vielleicht denken. In ihrer ursprünglichen Form lautet sie

*Wenn der Hahn kräht auf dem Mist, ändert sich das Wetter,
kräht er auf dem Hühnerhaus, hält das Wetter die Woche aus.*

So dumm wie die Verballhornung uns weismachen will, ist die Regel gar nicht. So könnten sich bei stabilen Hochdruckwetterlagen die Kleinstlebewesen auf dem Misthaufen ins Innere zurückziehen, da

die Oberfläche austrocknet - der Hahn findet auf dem Mist einfach nichts mehr zu fressen. So einfach kann Meteorologie sein!

Zurück zu den Homepages von Frauke Feser und Oliver Sievers