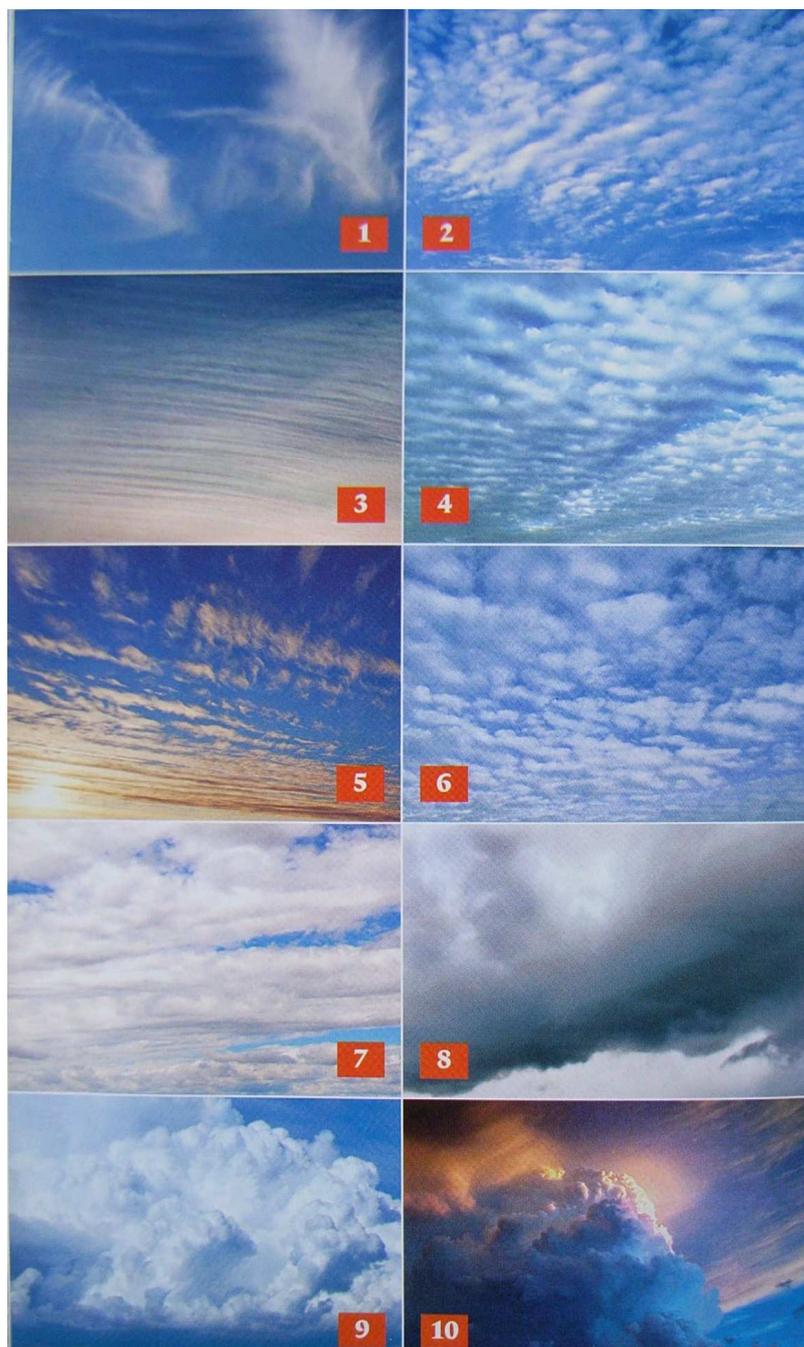


Hausarbeit zum Thema:

Wolken und atmosphärische Schichtungen

von Anja Gahr



Aus: GEO kompakt, Nr. 9, Wetter und Klima, S.52

Wolken mit ihrer Vielfalt und ihren teilweise bizarren Ausprägungsformen, gewitterdrohend oder als Schönwetteranzeiger wurden schon seit Jahrhunderten von Bauern und Seeleuten zur Wetterprognose herangezogen und in Volksweisheiten und sogenannten Bauerregeln verarbeitet:

Eine kleine Wolke am Morgen macht oft ein großes Abendgewitter.

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

(www.wetterkursus.de/einfuehr.html)

Oder sie wurden von den Menschen einfach nur fasziniert betrachtet. Heute spielt neben der Wettervorhersage vor allem die Bedeutung der Wolken in Bezug auf den Energie- und Strahlungshaushalt im System Erde-Atmosphäre eine große Rolle. Da Wolken eine Erscheinungsform der Atmosphäre sind, aber auch direkten Einfluss auf die Vorgänge in der Atmosphäre haben, wird zunächst auf die Atmosphäre selbst eingegangen, dann auf die Wolken mit ihrer Entstehung und den damit verbundenen Prozessen innerhalb der Wolken, auf die Wolkenklassifizierung und der Bedeutung der Wolken für die Vorhersage und schließlich mit der Bedeutung der Wolken im Klimasystem die Verbindung Wolke-Atmosphäre geschlossen (ACKERMAN/KNOX 2003; S. 364 und SIMMER 2000; S. 7-10).

Die Atmosphäre ist allgemein eine Gashölle, die von der Schwerkraft eines Himmelkörpers festgehalten wird. Die Zusammensetzung des physikalischen Gemischs aus gasförmigen Elementen und Gasen bleibt wegen der ständigen Luftmassenbewegungen ziemlich konstant. Die wichtigsten Bestandteile der Erdatmosphäre sind Stickstoff (78 %), Sauerstoff (20,9 %), Wasserdampf (1,3 %), Argon (0,93 %) und Kohlenstoffdioxid (0,03 %), sowie Spuren von Edelgasen und festen Schwebeteilchen (Aerosolen).

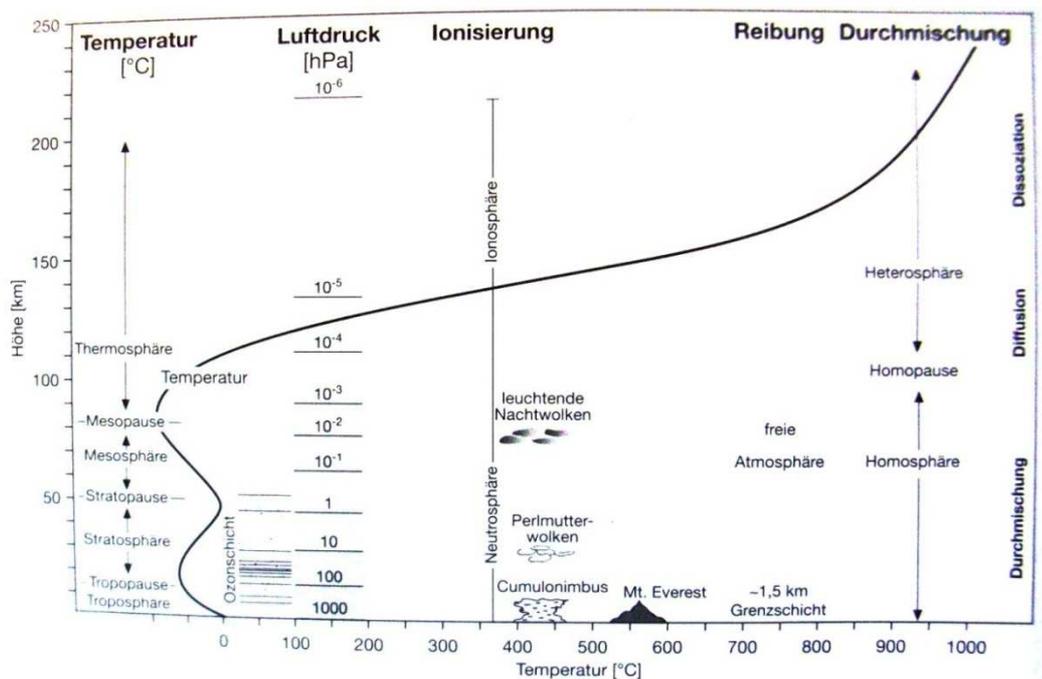


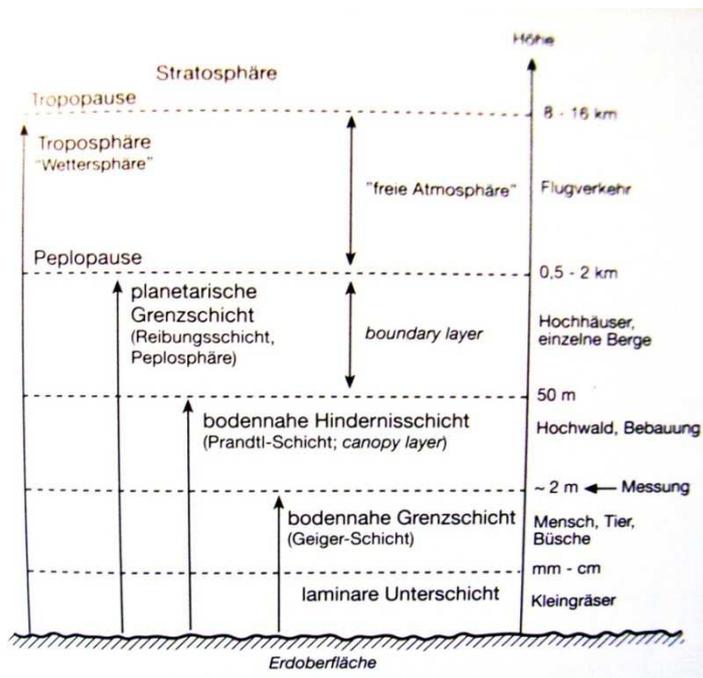
Abb. 1: Gliederung der Atmosphäre. Aus Weischet/Endlicher (2008).

Die Atmosphäre bildet ein offenes und physikalisch bestimmtes System, welches in Wechselwirkung mit der Erdoberfläche und dem kosmischen Raum in Erdnähe steht. Sie weist eine ausgeprägte vertikale Schichtung auf, die nach verschiedenen Gesichtspunkten gegliedert werden kann (Abb. 1). Was die Zusammensetzung betrifft, so kann man zwischen der **Homosphäre** und der **Heterosphäre** unterscheiden. Die Homosphäre ist gleichmäßig durchmischt, die Heterosphäre, die ab etwa 80-100 km Höhe beginnt, zeichnet sich durch die Ausschichtung der Gase nach ihrem Molekulargewicht, mit Wasserstoff als leichtester Substanz ganz oben, aus.

Eine weitere Einteilung der Atmosphäre erfolgt nach der elektrischen Ladung der Atome und Moleküle, also der Ionenkonzentration. Über der **Neutrosphäre** liegt ab etwa 70-80 km die **Ionosphäre**, bei der die Konzentration sehr hoch ist. Aufgrund der Interaktionen zwischen Sonnenpartikeln und der Atmosphäre können hier visuelle Phänomene wie das Polarlicht vorkommen. Ab 1000-2000 km Höhe sind Protonen, also Wasserstoffatome, die überwiegenden Teilchen, weshalb diese Schicht **Protonosphäre** genannt wird.

Die am häufigsten verwendete und klimatologisch bedeutsamste Einteilung erfolgt durch unterschiedliche Temperaturen und den Reibungseinfluss: Die **Troposphäre** ist das unterste Stockwerk und erreicht über den Polen 6-8 km Höhe, über dem Äquator 16-17 km. Die Troposphäre zeichnet sich durch die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe aus. Dies ist darauf zurückzuführen, dass diese Schicht vorwiegend von der Wärmeausstrahlung des Erdbodens und nicht direkt von der Sonneneinstrahlung erwärmt wird. Der durchschnittliche vertikale Temperaturgradient beträgt zwischen 0,5 und 0,6 °C/100 m, er kann jedoch theoretisch erheblich schwanken. In den unteren Schichten, zwischen 0,5-2 km, sowie direkt über dem Erdboden, kann es auch zu sogenannten Temperaturinversionen kommen, das heißt, dass die Temperatur mit zunehmender Höhe zunimmt.

In der Troposphäre, in der sich die atmosphärische Luftfeuchtigkeit und mehr als 75 % der Masse



der Atmosphäre befinden, spielt sich das gesamte Wettergeschehen ab, welches zum einen von der atmosphärischen Zirkulation, bzw. der Umlagerung von Luftmassen geprägt ist, zum anderen durch die Phasenänderung des Wassers bei der Bildung von Wasser- und Eiswolken mit ihren festen und flüssigen Niederschlägen.

Die Troposphäre lässt sich weiter einteilen, wie Abb. 2 zeigt. Aus

Abb. 2: Einteilung der Troposphäre. Aus Weischet/Endlicher (2008).

meteorologischer Sicht ist die Peplosphäre (griech. peplos = Mantel), die sich in 0,5-3 km Höhe der Troposphäre befindet, bedeutsam. Sie wird auch planetarische Grenzschicht oder Reibungsschicht genannt, da hier die Reibungskraft bei der Luftbewegung eine wesentliche Rolle spielt. Starke vertikale Windscherungen und 30-60° abweichende Windrichtungen zeichnen diese Schicht aus, im Gegensatz zu der darüber liegenden „freie Atmosphäre“, die durch die **Peplopause** von der **Peplosphäre** getrennt wird. Die Peplopause ist manchmal im Herbst und Winter an der Obergrenze einer Hochnebeldecke mit Temperaturinversionen zu erkennen.

Die **Tropopause**, in der Isothermie (bei ca. $-55,5^{\circ}\text{C}$) oder eine leichte Temperaturzunahme mit der Höhe zu beobachten ist, stellt die obere Grenze der Troposphäre dar. Darüber schließt sich die **Stratosphäre** an, in der die Temperatur bis auf 0°C in etwa 50 km Höhe ansteigt. Hier befindet sich die **Stratopause**. Die Temperaturzunahme kommt durch Prozesse der Bildung und Zerstörung von Ozon durch energiereiche kurzwellige Sonnenstrahlung der Wellenlängen zwischen 200 und 310 nm und durch die Strahlungsabsorption zu Stande. Zwischen 15 und 25 km Höhe bilden die schweren, nach unten gesunkenen Ozonmoleküle mit dem Maximum des Ozongehalts die Ozonschicht in der unteren Stratosphäre. Über Deutschland liegt die Ozonschicht in 20-22 km Höhe. Vertikale und horizontale Luftbewegungen sind in der Stratosphäre weniger turbulent als in der Troposphäre. Dies nutzen Jet-Flugzeuge aus, wenn sie in den Bereichen der Stratosphäre fliegen, da der Flug hier weniger böig ist. Eine Besonderheit ist die stratosphärische Kompensation, bei der troposphärische Luft in die Stratosphäre eindringen kann und stratosphärische Luft in die Troposphäre. So kann sich über einem Erwärmungsgebiet in der Troposphäre eine Abkühlung in der Stratosphäre einstellen und umgekehrt.



Abb. 3: Perlmutterwolken. Bild privat.

Wolken kommen in der Stratosphäre nur selten vor. In 20-30 km Höhe können manchmal allerdings sogenannte Perlmutterwolken beobachtet werden. Sie bestehen aus Eispartikeln und erscheinen bei Sonneneinstrahlung perlmuttartig gefärbt.

Über der Stratosphäre liegt die **Mesosphäre**, in der die Temperatur wieder mit der Höhe abnimmt, bis 80-90 km Höhe, wo die **Mesopause** liegt. Hier kommen mit -75°C bis -90°C die niedrigsten Temperaturen der gesamten

Atmosphäre vor. Zwischen 60 und 100 km Höhe kommen gelegentlich leuchtende Nachtwolken aus Eiskristallen (gebildet aus Vulkanstaub) vor. Über der Mesopause nimmt die Temperatur wieder von 90 auf 1000 km Höhe zu ($400-1200^{\circ}\text{C}$ in 500 km Höhe). In dieser Schicht, der **Thermosphäre**, sind die Dichte der Atmosphäre und damit der Luftdruck extrem gering. Die Temperaturen werden hier vor allem durch die Strahlung erzeugt, nicht durch Wärmeleitung. Die **Exosphäre** stellt die Übergangsschicht zwischen Atmosphäre und erdnahen Weltraum dar. Ab etwa 1000 km Höhe ist die Gravitationskraft der Erde so gering, dass es zum Übergang von Molekülen und Atomen aus der

Erdatmosphäre in den Weltraum kommt (WEISCHET/ENDLICHER 2008; S.41-45, HUPFER/KUTTLER 2005; S. 15-19, ACKERMAN/KNOX 2003; S.16-18).

Was sind Wolken?

Wolken sind „eine sichtbare Ansammlung in der Luft schwebender Kondensations- und/oder Sublimationsprodukte des Wasserdampfes wie Wassertröpfchen (Wasserwolken) oder Eisteilchen (Eiswolken) oder eines Gemisches von beiden (Mischwolken)“ (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 93).

Sie sind das Ergebnis verschiedenster hydrodynamischer und thermodynamischer Prozesse in der Atmosphäre und sind bei den atmosphärischen Transportvorgängen (Wasser und Wärmeausgleich) von großer Bedeutung. Außerdem beeinflussen sie den Strahlungshaushalt der Atmosphäre nachhaltig. Wolken stellen das zentrale Bindeglied im hydrologischen Zyklus des Systems Erde-Atmosphäre dar und sind sichtbare Indikatoren des aktuellen Wettergeschehens (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 93).

Wolkenbildung

Die Bildung von Wolken ist ein Zusammenspiel makro- und mikrophysikalischer, chemischer, thermodynamischer sowie elektrischer Vorgänge in der Atmosphäre, bzw. in der Wolke selbst. Die einzelnen Vorgänge werden im Folgenden beschrieben.

Um mit den kleinräumigsten Prozessen zu beginnen, so lassen sich die chemischen und mikrophysikalischen Vorgänge nennen. Dabei geht es um die drei Phasen des Wassers und ihrer Übergänge. Der Stoffaustausch zwischen Partikel- und Gasphase kann dabei durch: „homogene Nukleation von Gasmolekülen und Wachstum feiner Partikel, Adsorption von Gasen an der Oberfläche fester Partikel, Aufnahme von Wasserdampf bis zur Bildung einer wässrigen Lösung, Bildung von Wolkentropfen durch heterogene Nukleation d.h. Kondensationswachstum von Kondensationskeimen, sowie Aufnahme von Gasen in die Tropfen, Verdampfen von Wolkentropfen und Bildung einer neuen Gas-Partikel-Verteilung“ (MÖLLER 2003) stattfinden. Außerdem stellen Wolken wesentliche Konzentrationen von Wasser in der flüssigen Phase dar, welches als mögliches Medium zur Lösung und Reaktion atmosphärischer Gase dient. SO_2 , NO und NO_2 können in Wolken nur sparsam gelöst werden, ohne weitere Oxidation zu Schwefel- und Salpetersäure. Im Falle des SO_2 führen in der wässrigen Phase Reaktionen mit Wasserstoffperoxid und in geringerem Maße auch mit Ozon zu dieser Oxidation. Die begrenzte Löslichkeit von Stickstoff-Oxiden schließt eine signifikante Reaktion in der wässrigen Phase aus, jedoch sind die Reaktionen in der Gasphase der Wolke, insbesondere in der Nacht von großer Bedeutung (POTTER/COLMAN 2003; S. 344).

Damit es zur Ausfällung des Wasserdampfes durch Kondensation zu Wasser oder Deposition zu Eiskristallen kommt, muss eine Übersättigung des Wasserdampfes eintreten. Um diese zu erreichen ist jedoch mehr als die gewöhnlichen Abkühlungsvorgänge, die zur Wasserdampfsättigung führen,

nötig. Es werden Kondensations- und Gefrierkerne, auch Anlagerungs- oder allgemein „Wolkenkerne“, genannt, benötigt, die die „Übersättigungsschwelle entscheidend herabdrücken“, wie aus Experimenten mit der Aitkenschen Nebelkammer (nach John Aitken 1839-1919) deutlich wurde. Die Wolkenkerne sind also Bestandteile des Aerosols, die den Kondensationsprozess aktivieren. Unter Aerosolen versteht man wiederum Stoffsysteme aus kleinen, feinverteilten, schwebenden, festen oder flüssigen Partikeln in einem gasförmigen Medium. Als atmosphärisches Aerosol wird danach die Dispersion aller luftgetragenen festen, fest/flüssigen und flüssigen Partikeln in der Luft, mit Ausnahme von Wolkentröpfchen und Niederschlägen bezeichnet. Aerosolpartikel lassen sich nach ihrem Vorkommen einteilen:

- „Background-Aerosol“ ist das sogenannte „Reinluft-Aerosol“, also ohne die Einwirkung von Verunreinigungen, mit vorwiegender Herkunft der Kontinente
- Maritimes Aerosol ist charakteristisch für die ozeanische Atmosphäre und enthält feinste Kochsalzkristalle als Rückstände aus verdampftem Meerwasser und gasförmige Schwefelverbindungen.
- Wolkenkerne von der Erdoberfläche (Staub- und Rußpartikel); es wird zwischen natürlichen Quellen, die dominierend sind, und den anthropogen in die Atmosphäre injizierten Wolkenkernen, deren Anteil schätzungsweise nur wenige Prozent beträgt, unterschieden. Die Zunahme anthropogener Wolkenkerne in belasteten Bereichen kann die Tröpfchenkonzentration in Wolken erhöhen und die mittlere Größe der Tröpfchen verkleinern und damit schließlich auf die Niederschlagsbildung einwirken.

Das „Background-Aerosol“ wird je nach Größe in drei Gruppen eingeteilt:

- Kerne mit Radien unter $0,1 \mu\text{m}$ sind die sogenannten Aitken-Kerne
- Große Kerne haben einen Radius von $0,1$ bis $1 \mu\text{m}$
- Riesenkerne haben einen Radius von 1 bis $10 \mu\text{m}$.

Chemisch gesehen bestehen die Kerne meist aus Ammoniumsulfat, welche (der Beobachtung zufolge, dass sie bei Wolkenauflösungen in höheren Konzentrationen vorkommen, als in anderen Bereichen der Atmosphäre) teilweise im Zusammenhang mit der Wolkenbildung selbst entstehen (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 95-97, WEISCHET/ENDLICHER 2008; S. 206-207).

Nachdem die Kerne aktiviert wurden, beginnt die Vorkondensation bei einer relativen Feuchtigkeit von 70-80%. Da bei den kleinsten Kondensationsprodukten, die die Luft diesig und dunstig machen, die Sättigungsdampfdruckerhöhung aufgrund des Krümmungseffekts (d.h. der Sättigungsdampfdruck wächst mit zunehmender Krümmung der Oberfläche eines Tropfens) entgegenwirkt, stagniert hier der Kondensationsprozess. Erst bei einem Anstieg der Feuchtigkeit auf 100-101% kann die Kondensation sehr schnell ablaufen und auch weniger effiziente Kondensationskerne kommen zur Wirkung (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 98).

Die Bildung von Eiskristallen in der Atmosphäre ist etwas komplizierter als die Tröpfchenbildung bei der Kondensation, was durch die Tatsache der Unterkühlung von Wasser weit unter den Gefrierpunkt deutlich wird.

Eiskristalle können auf zwei verschiedenen Wegen entstehen. Die erste Möglichkeit stellt das Gefrieren von Wasser dar. Das bedeutet, dass die Wassermoleküle, die sich in der flüssigen Phase noch relativ frei und ungeordnet bewegen, innerhalb eines Kristallgitters fixiert werden müssen, damit sie in dieser Position nur noch Schwingungen ausführen können. Diese Bewegung wird umso träger, je kühler das Wasser wird und je niedriger die thermische Energie wird. Wenn die Molekularbewegung so gering ist, dass sich die ersten Moleküle gegenseitig fixieren können, tritt der entscheidende Phasenwechsel ein. Im Labor wird diese selbständige Eiskristallbildung bei chemisch reinem Wasser bei -40°C erreicht. Dass Wasser in der Natur jedoch schon bei einer Temperatur von 0°C gefriert, lässt sich an der zweiten Möglichkeit der Eiskristallbildung erklären:

Kommt unterkühltes Wasser, also Wasser, das unter 0°C noch flüssig ist, mit einem Eiskristall oder einem Bruchstück davon in Berührung, erstarrt das Wasser blitzschnell zu Eis. Auch strukturähnliche Kristallteile dienen als sogenannte Gefrierkerne oder Kristallisationskeime. Der Splitter des Kristalls stellt eine große „Anlegestelle“ für die bewegten Moleküle dar, wenn er genau in das Ordnungssystem der H_2O -Moleküle hineinpasst. Trifft Wasser auf Gegenstände der Erdoberfläche und gefriert bei 0°C , so enthält das Wasser genug Kristallisationskeime, die den Erstarrungsprozess bereits bei 0°C einleiten können.

Da solche Kristallisationskeime, die früh wirksam sind, in der Atmosphäre fehlen, bilden sich bei Temperaturen oberhalb -10°C praktisch keine Eiskristalle und bis -30°C nur sehr wenige. Deshalb bestehen Wolken bei diesen Temperaturen hauptsächlich aus Wassertröpfchen. Sinkt die Temperatur unter -30°C , besteht die Wolke vorwiegend aus Eiskristallen, ab -40°C nur noch aus Eis (WEISCHET/ENDLICHER 2008; S. 207-208).

Niederschläge entstehen schließlich entweder über die Eisphase mit Depositionswachstum (Deposition= direkter Übergang des Wasserdampfes in die feste Eisphase), Vergraupelung oder Schneeflockenbildung (und eventuellem Schmelzen) oder durch Koagulation, also dem direkten Zusammenschluss vieler Wolkentröpfchen. Die Bildung von Niederschlag über Depositionswachstum, auch Bergeron-Findeisen-Prozess genannt, setzt voraus, dass es sich um Mischwolken handelt, in denen Eiskristalle und unterkühlte Wassertropfen nebeneinander vorkommen. Die Koagulation findet nur in reinen Wasserwolken statt (WEISCHET/ENDLICHER 2008; S.223-225).

Makrophysikalische und thermodynamische Vorgänge

Die Hebung atmosphärischer Luft und die damit verbundene Wolkenbildung kann durch verschiedene Prozesse in Gang gesetzt werden, so zum Beispiel orographisch, also beim Anströmen an ein Gebirge, an Wetterfronten oder thermisch.

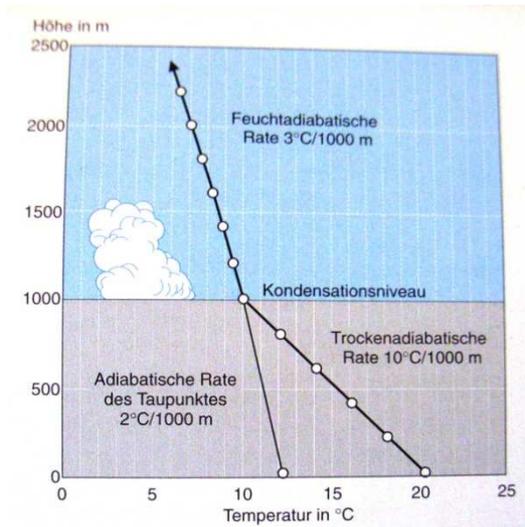


Abb. 4: Adiabatischer Prozess in einer aufsteigenden Luftmasse. Aus Strahler und Strahler (2002).

Diese makrophysikalischen Vorgänge werden weiter unten im Einzelnen beschrieben. Zunächst wird auf die thermodynamischen Prozesse eingegangen, die den Hebungsprozessen zu Grunde liegen.

Bei einer Hebung expandiert die Luft aufgrund der vertikalen Luftdruckabnahme. Wenn die Wärmeenergie und die beteiligte Materie innerhalb eines Systems erhalten bleiben, also kein Energiegewinn oder Energieverlust stattfindet, kühlt die Luft während der Hebung ab, da sich die einzelnen Moleküle des Gases weiter voneinander entfernen und sich langsamer

bewegen. Man spricht dann von einem adiabatischen Prozess. Dabei unterscheidet man zwischen trockenadiabatischen und feuchtadiabatischen Vorgängen (Abb. 4). Trockenadiabatische kommen vor, wenn keine Aggregatzustandsänderung, vor allem keine Kondensation von Wasserdampf oder kein Gefrieren von Wassertropfen, stattfindet. Auch wenn Wassermoleküle in diesem Luftpaket existieren können und die Luft damit feucht sein kann, ist das Luftpaket „trocken“, da keine Wolken gebildet werden, wenn die Luft steigt. Die trockenadiabatische Rate, also die Rate der Temperaturerniedrigung in einem aufsteigenden Luftpaket, beträgt etwa 10 K pro 1000 m vertikalem Aufstieg. Der Taupunkt sinkt in aufsteigender Luft um 2 K pro 1000 m.

Kommt es jedoch zu Änderungen des Aggregatzustands sind die Vorgänge komplizierter. Kühlt sich ein Luftpaket bei einer Hebung soweit ab, dass der Sättigungspunkt erreicht ist, kommt es bei weiterem Aufstieg zur Kondensation von Wasserdampf zu winzigen Tröpfchen und damit zur Wolkenbildung. Dabei ist die flache Wolkenunterseite ein sichtbares Indiz des Höhenniveaus, in welchem die Kondensation einsetzt. Es wird latente Wärme freigesetzt und in fühlbare Wärme umgewandelt, die der vorhandenen fühlbaren Wärme zugefügt wird. Die freigesetzte latente Wärme kompensiert also einen Teil der durch adiabatische Abkühlung erzeugten Temperaturerniedrigung, wodurch die adiabatische Rate verringert wird. Die feuchtadiabatische Rate liegt, je nach Höhe, zwischen 3 K und 7 K pro 1000 m. Der kleinere Wert gilt für relativ warme Luft (10-20°C) in geringen Höhen, wo die Kondensation sehr schnell erfolgt. In großen Höhen (1000-5000m), wo die Luft sehr kalt wird und die Rate der Kondensation stark abnimmt, liegt die feuchtadiabatische Rate bei 5 K und mehr und nähert sich allmählich der trockenadiabatischen Rate.

Bei Senkung eines Luftpakets kommt es zur Erwärmung. Sowohl bei trocken- als auch bei feuchtadiabatischen Vorgängen gelten die entsprechenden Raten der Hebung in umgekehrter Richtung (WEISCHET/ENDLICHER 2008; S. 182-191, STRAHLER/STRAHLER 2002; S. 125-126).

Im Zusammenhang mit den adiabatischen Vorgängen stehen die Gleichgewichtszustände der Atmosphäre und die damit verbundenen Schichtungen der Luft. Trockenlabile Schichtung kommt zu

Stande, wenn ein Luftpaket trockenadiabatisch gehoben wird und nach einer gewissen Höhe wärmer ist als die Umgebungsluft, da diese eine noch stärkere vertikale Temperaturabnahme aufweist. Das betrachtete Luftpaket hat eine geringere Dichte aufgrund seiner relativ höheren Temperatur, so dass es einen Auftrieb erfährt und beschleunigt weitersteigt. Auch beim feuchtlabilen Zustand hat ein gehobenes Luftpaket eine höhere Temperatur als die Umgebung, nur dass hier der Aufstieg feuchtadiabatisch abläuft. Die feuchtlabile Hebung ist stets mit Wolkenbildung verbunden.

Ist dagegen ein betrachtetes Luftpaket bei trockenadiabatischer Hebung kälter als die Umgebung, wird es wegen der relativ größeren Dichte wieder absinken und in die Ausgangslage zurückfallen. Auch bei feuchtstabiler Schichtung kommt ein aufsteigendes Luftpaket, hier durch feuchtadiabatische Hebung, kälter als die Umgebung an und muss wieder zurück sinken. Der Fall der gleichzeitig trockenstabilen und feuchtlabilen Schichtung entsteht, wenn die Zustandskurve zwischen einer Feuchtadiabaten und einer Trockenadiabaten verläuft. Solange bei Vertikalbewegung keine Kondensation stattfindet, herrscht Stabilität.

Feuchtindifferente und trockenindifferente Schichtungen entstehen, wenn das gehobene Luftpaket die gleiche Temperatur wie die Umgebungsluft aufweist (SCHÖNWIESE 2003; S.147-148).

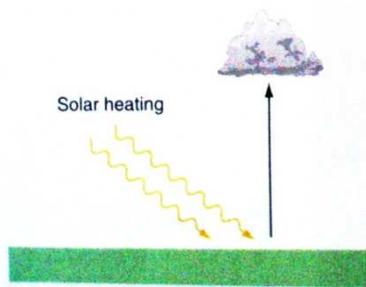


Abb. 5: Konvektion. Aus Ackerman und Knox (2003).

werden dadurch weniger dicht und steigen nach oben. Es entstehen Konvektionswolken.

Treffen große Luftmassen, die warm und wasserdampfreich sind, auf eine Gebirgskette, so muss die Luftschicht aufsteigen. Es entstehen orographische Wolken.

Eine andere Möglichkeit zur Wolkenbildung tritt ein, wenn feuchtwarme Luft vom Meer auf kalte atmosphärische Luft über dem Kontinent trifft.

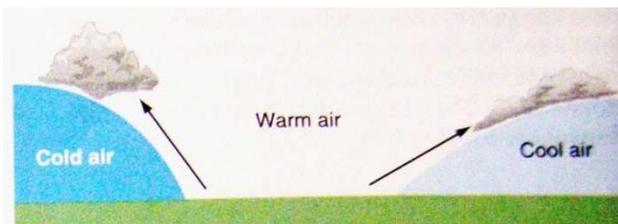


Abb. 7: Hebung an Fronten. Aus Ackerman und Knox (2003).

Wie schon oben erwähnt, entstehen Wolken bei Hebung atmosphärischer Luft durch unterschiedliche Prozesse auf makrophysikalischer Ebene.

Konvektion ist ein wichtiger Hebungsprozess an heißen Sommertagen, in den tropischen Gebieten und über Land. Die Sonneneinstrahlung erwärmt die

Erdoberfläche, bodennahe Luftschichten erwärmen sich,

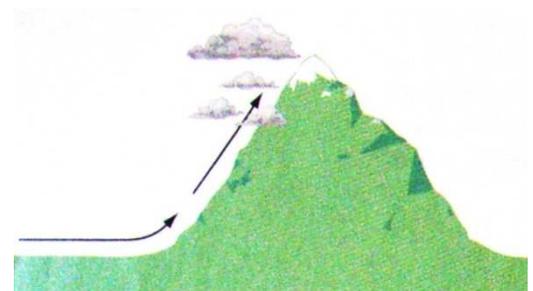


Abb. 6: Orographische Hebung. Aus Ackerman und Knox (2003).

atmosphärische Luft über dem Kontinent trifft.

Wolken können auch an einem Kaltluftkeil entstehen, also wenn die leichtere Warmluft einer Zyklone auf die vor ihr gelagerte schwerere Kaltluft gleitet (Warmfront), bzw. bei einer Kaltfront, bei der die vorgelagerte Warmluft

durch die Steilheit der rückseitigen Kaltluftmasse zum schnellen Aufstieg gezwungen ist. Auf die dabei entstehenden Wolken wird weiter unten im Abschnitt über den Durchzug einer Zyklone genauer eingegangen.

Konvergenz kommt vor, wenn Luft nahe der Oberfläche aus verschiedenen Richtungen zusammenfließt. Konvergiert die bodennahe Luft oder wird sie zusammengedrückt, so entsteht eine Aufwärtsbewegung (ACKERMAN/KNOX 2003; S.99-100, BISCHOFF/WEBER 2006).

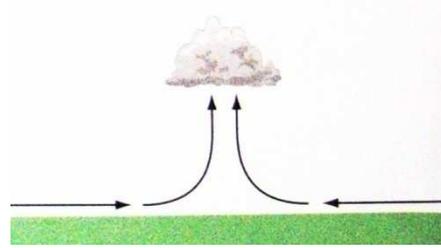


Abb. 8: Konvergenz. Aus Ackerman und Knox (2003).

Neben den bisher beschriebenen physikalischen, chemischen und thermodynamischen Prozessen, die sich innerhalb einer Wolke abspielen, bzw. zur Wolkenbildung beitragen, gibt es auch noch elektrische Prozesse, die in Hinsicht auf die Gewitterentstehung von großer Bedeutung sind.

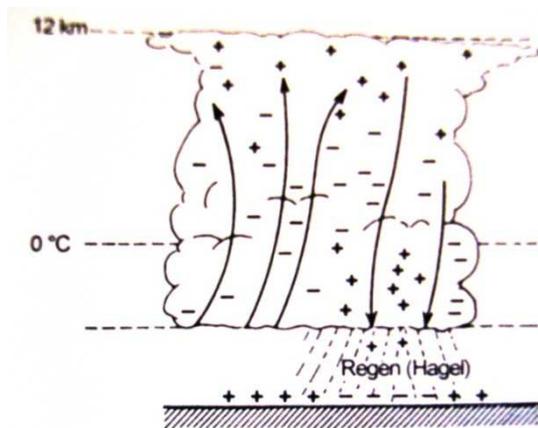


Abb. 9: Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke. Schematisch. Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

Hat sich eine Quellwolke durch aufsteigende feuchtwarme Luft gebildet und wird durch die Abgabe latenter Wärme weiter angehoben, so türmt sie sich weiter auf. Da sich die obere Luft abkühlt und nach unten sinkt, entstehen sowohl warme Aufwinde als auch Abwinde, die sich am Boden durch Böen bemerkbar machen und heftige Regenfälle mit sich bringen. Voraussetzungen für die Ladungstrennung und -verteilung innerhalb einer Gewitterwolke stellen sowohl Vereisungsprozesse

und Wechselwirkungen zwischen unterkühlten Wassertropfen und Eisparkeln als auch starke vertikale Bewegungen (10 -20 m/s oder auch > 30 m/s) dar. Eine mögliche Erklärung der Vorgänge beim Erscheinen der ersten Gewitterelektrizität gibt die Findeisen-Reifenscheid-Wichmann-Theorie (Abb. 9), die als entscheidende Punkte die Vereisung und die starken Aufwinde betrachtet. Nach dieser Theorie splintern feinste Partikel von entstehenden Eiskristallen ab. Diese Teilchen werden negativ geladen. Graupel- und Hagelkörner, Schnee- und Eisgebilde dagegen werden positiv geladen. Die Aufwinde tragen die leichten Eissplitter schnell nach oben, wo die jedoch wieder über die seitlichen Abwinde nach unten gelangen. Die schwereren Eisparkeln werden in dieser Zeit noch nach oben befördert. Eine Abweichung dieser Theorie besagt, dass die Wassertropfen in der Wolke negativ geladen werden und sich im unteren Teil der Wolke sammeln, da sie schwerer sind als Graupelkörner, die positiv geladen werden und durch die Aufwinde nach oben gelangen, so dass sich der obere Rand der Wolke positiv auflädt, der untere Rand dagegen negativ.

In beiden Fällen lädt sich der Boden positiv auf, so dass es zu gewaltigen Spannungen kommt, zwischen Wolke und Erde, aber auch innerhalb der Wolke. Der Blitzvorgang beginnt mit einer Vorentladung (Abb. 10, links).

Im Falle eines Erdblitzes bildet sich zwischen Wolke und Erde ein Blitzkanal mit einem Durchmesser von etwa 12 mm und einer Länge von 5-10 km (Abb. 10, rechts). Der Kanal ist mit ionisierter Luft gefüllt und transportiert negative Ladung nach unten. Vom Boden her wächst eine sogenannte Fangladung entgegen. Es entsteht eine leitende

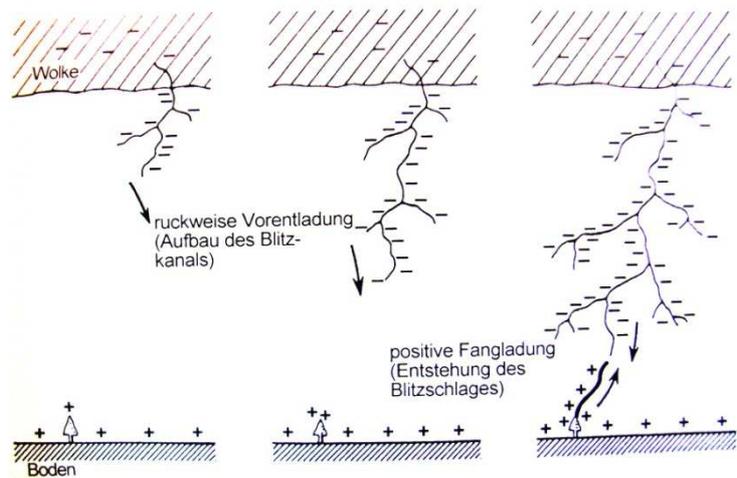


Abb. 10: Entstehung eines Blitzkanals. Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

Verbindung zwischen Erde und Wolke.

In diesem vollständigen Blitzkanal

entsteht die Hauptentladung, also der sichtbare Blitz, und zwar von unten nach oben, mit Stromstärken von bis zu 400 000 Ampere. Innerhalb weniger Mikrosekunden erhitzt sich die Luft im Blitzkanal auf ca. 30 000 Grad und es kommt gleichzeitig zum Ladungsausgleich. Die erhitzte Luft dehnt sich explosionsartig aus, kühlt sich rasch ab und stürzt in dem entstandenen Unterdruckgebiet wieder zusammen. Die entstandene Schockwelle ist der von uns wahrnehmbare Donner, dessen Geräusch (rollend, krachend, peitschend, polternd) von der Länge des Blitzkanals und von Reflexionen des Schalls an Wolken und Gelände abhängig ist. Bei dem sogenannten Wetterleuchten ist das Gewitter so weit entfernt, dass der Donner nicht zu hören ist, sondern nur der Blitz oder sein Widerschein (HUPFER/KUTTNER 2005; S. 108-110, BISCHOFF/WEBER 2006).

Wolkenklassifikation

Schon Anfang des 19. Jahrhundert stellte der Engländer Luke Howard, Apotheker und begeisterter

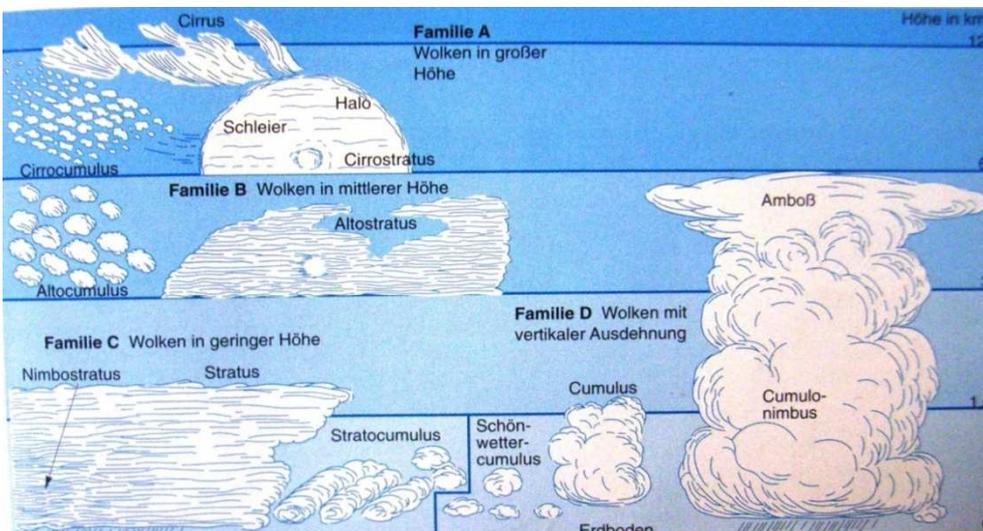


Abb. 11: Wolkeneinteilung nach ihrer vertikalen Ausdehnung. Aus Strahler und Strahler (2002).

Wolkenbeobachter die erste morphologische Wolkenklassifizierung mit lateinischen Bezeichnungen auf. Er unterteilte in Cirrus, Stratus und Cumulus. Heute ist für die internationale Wolkenklassifizierung und dem

daraus entwickelten Internationalen Wolkenatlas die WMO (World Meteorological Organisation) zuständig (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 94, GAREIS 2005; S.12).

Wolken lassen sich je nach Höhe ihres Vorkommens (internationale Klassifikation), genetisch nach ihrer Erscheinungsform, bzw. ihrer Entstehung und nach ihrem mikro-physikalischen Aufbau einteilen.

Nach Einteilung der Höhenlage ergeben sich vier Wolkenfamilien: Hohe Wolken (5-12 km, sie bekommen den Präfix Cirro-), mittelhohe Wolken (2-6 km, mit dem Präfix Alto-), tiefe Wolken (0-2 km mit dem Präfix Strato-) und Wolken mit großer vertikaler Ausdehnung. Innerhalb dieser Familien ergeben sich je nach Form verschiedene Wolkengattungen. Zum einen gibt es die Konvektionswolken, auch Haufen- oder Quellwolken genannt. Sie werden in der Nomenklatur mit dem Wortstamm *-cumulus* bezeichnet. Konvektionswolken besitzen eine relativ große Vertikalerstreckung (bei einer begrenzten Grundfläche), eine lockere Verteilung mit Zwischenräumen, die wolkenfrei sind, nach oben hin Quellformen, sogenannte „Blumenkohloberflächen“ und nach unten hin sind sie flach mit einheitlicher Begrenzung. Je nach vertikaler Erstreckung kann auch hier noch einmal unterteilt werden, u.a. in *Cumulus humilis*, wenig entwickelte Wolken mit geringer vertikaler Ausdehnung und *Cumulus congestus*, mächtig aufquellende Haufenwolken.

Tabelle 1: Übersicht über die wichtigsten Wolkengattungen; Einteilung nach Höhenlage und Erscheinungsform (genetisch). *Kursiv*: internationale Bezeichnung mit Abkürzungen; In Klammern: deutsche Bezeichnung. ♣ Wasserwolke; ❄ Eiswolke; ♣/❄ Mischwolke; die blauen Zahlen beziehen sich auf die Bilder des Titelblattes

Familie	Höhe in km	Schichtwolke		Konvektionswolke		Mischung Schicht/Konvektion, bzw. weder noch	
		Internationale Bezeichnung (Kursiv)	Abkürzung	Internationale Bezeichnung (Kursiv)	Abkürzung	Internationale Bezeichnung (Kursiv)	Abkürzung
Hohe Wolken	5 – 12	<i>Cirrostratus</i> ❄ (Eiskristallschleier)	Cs 3	<i>Cirrocumulus</i> ❄ (kleine Schäfchenwolke)	Cc 2	<i>Cirrus</i> ❄ (Federwolke)	Ci 1
Mittelhohe Wolken	2 – 6	<i>Altostratus</i> ♣/❄ (kaum strukturierte deckenförmige Wolke)	As 5	<i>Alto cumulus</i> ♣ ♣/❄ (große Schäfchenwolke)	Ac 4		
Tiefe Wolken	0 – 2	<i>Stratus</i> ♣ ♣/❄ (dichte, kaum strukturierte Schicht)	St 7			<i>Stratocumulus</i> ♣ ♣/❄ (Haufenwolken, z.T. schollen- oder walzenförmig)	Sc 6
Wolken mit vertikaler Ausdehnung		<i>Nimbostratus</i> ♣/❄ (Schnee- oder Regenwolken)	Ns 8	<i>Cumulus</i> ♣ (Quellwolken) <i>Cumulonimbus</i> ♣ ♣/❄ (Gewitterwolke)	Cu 9 Cb 10		

Zum anderen gibt es die Schicht- oder Aufgleitwolken, die bei Aufgleitvorgängen bei stabiler Schichtung der Atmosphäre entstehen und riesige zusammenhängende Wolkengebiete bilden können. Schichtwolken haben den Wortstamm *–stratus*.

In Kombination von Höhenlage und Erscheinungsform ergeben sich 10 Hauptgruppen, die in Tabelle 1 zusammengefasst sind (WEISCHET/ENDLICHER 2008; S.212-233, STRAHLER/STRAHLER 2002; S.127-130, ACKERMAN/KNOX 2003; S.101-110, HUPFER/KUTTLER 2005; S. 94-95, GAREIS 2005; S.12).

Wolken lassen sich außerdem noch nach ihrem mikrophysikalischen Aufbau einteilen. Danach gibt es einerseits Wasserwolken (und wässrigen Nebel), die nur aus Wassertropfen bestehen. Zu ihnen gehören Cumulus und Stratocumulus sowie die unteren Bereiche der Cumulonimbus. Alle hohen Wolken, also Cirrus, Cirrostratus und Cirrocumulus sind Eiswolken. Sie bestehen nur aus Eiskristallen (HUPFER/KUTTLER 2005; S.100-101).

Nebel ist eine Wolkenschicht, die dem Erdboden oder der Meeresoberfläche aufliegt. Er besteht aus Wassertröpfchen aus (manchmal unterkühlt) mit einem Tropfenradius von 5-50µm oder aus Eiskristallen (Eisnebel). Man unterscheidet zwischen Inversionsnebel, der bei Temperaturinversionen in Bodennähe entsteht, und Advektionsnebel, der sich beim Überströmen feuchtwarmer Luft über eine kalte Unterlage (z.B. Schneedecke) bilden kann (STRAHLER/STRAHLER 2002; S.127-130, HUPFER/KUTTLER 2005; S. 92).

Was sagen Wolken über das kommende Wetter aus?

Schon seit ewigen Zeiten versucht der Mensch das Wetter vorherzusagen. Doch die Antwort auf die Frage: "Wie wird das Wetter?" stellt ein großes Problem dar. Heute gibt es verschiedenste Wetteranalysen, auf die hier aber nicht weiter eingegangen wird.

Nach einem relativ einfachen Schema kann jedoch anhand der an Fronten entstehenden Wolken die nachfolgende Wetterveränderung vorhergesagt werden, die aber nicht hundertprozentig eintreten muss. Ein Frontensystem entsteht in einem Tiefdruckgebiet (Zyklon) zwischen zwei unterschiedlich warmen Luftmassen. Dabei beschreibt eine Kaltfront, wie bereits oben erwähnt, den

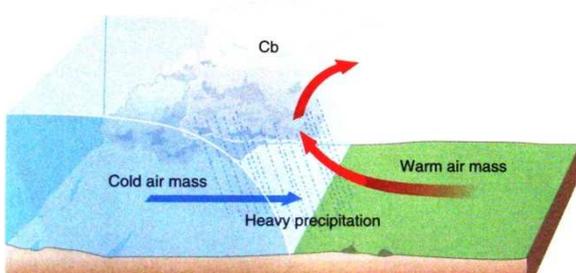


Abb. 12: Vertikaler Schnitt durch eine Kaltfront. Aus Ackerman und Knox (2003).

Vorstoß kalter Luft gegen wärmere Luft und eine Warmfront den Vorstoß wärmerer Luft gegen kältere. In beiden Fällen reichen die Luftmassengrenzen bis zur Erdoberfläche, wohingegen bei einer Okklusion die Warmluft nur noch in der Höhe vorhanden ist und somit die Grenzen zwischen beiden Luftmassen nicht den Erdboden erreichen (HUPFER/KUTTLER 2005; S. 215-216).

Im Zusammenhang mit wandernden Zyklonen steht das unruhige, wolkige Wetter der mittleren und

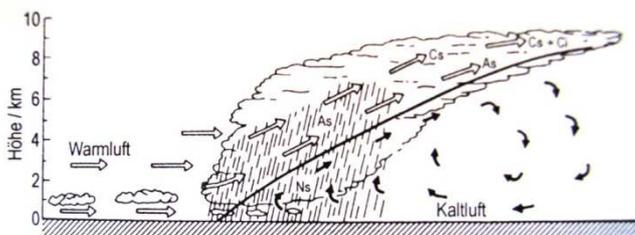


Abb. 13: Warmfront in schematischer Darstellung. Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

höheren Breiten. Das Strömen von Luftmassen zum Zentrum des Zyklons bewirkt Aufwindströmungen und adiabatische Abkühlung und somit Wolkenbildung und Niederschlag. Schönes Wetter ist dagegen oft mit wandernden Hochdruckgebieten

(Antizyklonen) verbunden, die keine Frontensysteme aufweisen. Hier sinkt Luft aus der Höhe ab und führt zu einer adiabatischen Erwärmung. Es bildet sich eine dynamische Absinkinversion aus und mit der Zunahme der Temperatur nimmt die relative Feuchte ab. Durch die trockene Luft lösen sich Wolken auf (im Sommer können lediglich tagsüber durch die Thermik Schönwetterwolken entstehen). Es bestehen stabile Schichtungsverhältnisse, die den vertikalen Austausch zwischen der Reibungsschicht am Boden und der freien Atmosphäre verhindern und damit für die Entwicklung von Wolken und Niederschlag ungeeignet sind (STRAHLER/STRAHLER 2002; S.150). Auf Grund dessen wird im Folgenden nur auf die Zyklone eingegangen.

Beim Durchzug einer Zyklone kommt es auf Grund typischer Wettervorgänge an den Fronten zu charakteristischen Aufeinanderfolgen von Wetterereignissen, wobei die zeitlichen Abläufe auf den

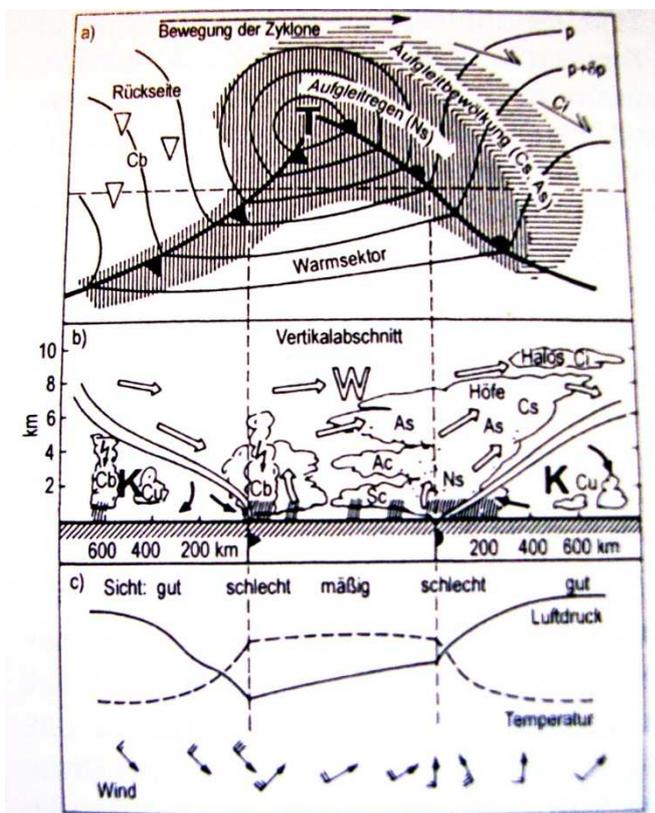


Abb. 14: Durchzug einer Idealzyklone mit typischen Wettererscheinungen. Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

immer gleichen wiederkehrenden physikalischen Prozessen beruhen, jedoch in Abhängigkeit von der Energieverteilung in der Atmosphäre nicht immer in der gleichen Intensität auftreten. Man kann beim Durchzug einer Idealzyklone im Allgemeinen drei Bereiche unterscheiden: Das Vorderseitenwetter prägt in der Regel ein 100-300 km breites präfrontales Niederschlagsgebiet, also das Gebiet vor der Warmfront. Das Rückseitenwetter ist gekennzeichnet von mehr oder weniger wechselhaftem, postfrontalem Schauerwetter. Dazwischen liegt das Warmsektorwetter, dessen Eigenschaften von der Entfernung des Tiefkerns abhängig sind.

Im Einzelnen lassen sich die Wettererscheinungen und damit verbundenen Wolken anhand eines schematischen Querschnitts einer Zyklone beschreiben (Abb. 14):

Im präfrontalen Bereich kommt es entlang der Aufgleitfläche zur Ausbildung eines keilförmig angeordneten breiten Bereichs an Schichtbewölkung (Aufgleitbewölkung). Die schmale Vorderkante der Aufgleitbewölkung beginnt mit feinen Cirren. Diese sind wegen der relativ starken Höhenwinde faserig oder hakenförmig. Die Cirren sowie die nachfolgende geschlossene hohe Cirrostratus-Schicht *können* also schon eine Wetterveränderung ankündigen (müssen aber nicht). Richtung Westen, bzw. mit dem weiteren Absinken der Wolkenuntergrenze werden die Wolkenschichten dichter und geht in die mittelhohe Schichtbewölkung über (Altostratus). Der Altostratus verdichtet sich weiter mit Annäherung an die Bodenwarmfront. Es kommt zu starken Niederschlägen und der Altostratus geht in einen vertikal sehr ausgedehnten Nimbostratus über, der für Dauerregen im Sommer und langanhaltenden Schneefall im Winter zuständig ist. Es folgen Wolkenfetzen zerrissener Stratusbewölkung und je näher die Warmfront heranrückt, werden die Sichtverhältnisse schlechter, es bilden sich Dunst und Nebel, der Wind nimmt zu und der Druck fällt. Innerhalb der Warmfront versiegt der Dauerniederschlag, der Druckabfall lässt nach und die Mächtigkeit der Wolken in vertikaler Ausdehnung nimmt ab. Im Warmsektor kann man lockere Schichtwolkenfelder mit verstreuten Cumuluswolken beobachten. Im Bereich der Kaltfront befinden sich im Allgemeinen Cumulonimbuswolken mit starken Gewittern und Niederschlägen. Es gibt jedoch zwei Arten von Kaltfronten (Abb. 15), die schnell ziehenden und bei uns am Häufigsten vorkommenden aktiven Kaltfronten und die langsamer ziehenden passiven Fronten. Bei der erstgenannten schiebt sich die Kaltluft aktiv gegen die Warmluft in höheren Schichten. Da sie am Boden durch die Reibung langsamer vorankommt als in der Höhe, eilt die höhere Luftschicht etwas voraus. Dadurch ist die Bodenkaltfront viel steiler als die Aufgleitfläche der Warmfront. Durch die kalte Luft in der Höhe kommt es zu labilen Schichtungsverhältnissen, es bilden sich entlang der Front Cumulus- und Cumulonimbuswolken, die, wie schon im allgemeinen Fall erwähnt, heftige Gewitter und Regen, z.T. auch Hagel mit sich bringen. Vorauseilende turmartige Quellwolken kündigen diese Gewitter an. Hinter den Kaltfrontwolken kommt es zu einer auffälligen raschen Wolkenauflockerung bis zur Aufheiterung.

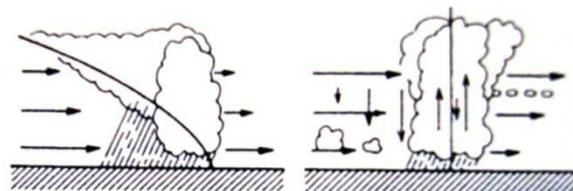


Abb. 15: Passive (links) und aktive (rechts) Kaltfront. Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

Im Gegensatz zur aktiven Kaltfront schiebt sich bei der passiven die Kaltluft wie ein Keil unter die Warmluft. Dadurch wird die Warmluft gehoben und gleitet passiv auf die Kaltluft auf. Prinzipiell entstehen durch die erzwungene Hebung Wettervorgänge, die umgekehrt zu denen der Warmfront sind. Am Vorderrand kann es zusätzlich zur Ausbildung von Quellwolken durch die labile Schichtung kommen, weshalb es im Sommer im Bodenfrontbereich zu Schauern und Gewittern und im Winter zu Dauerniederschlägen aus Nimbostratuswolken kommen kann.

Innerhalb von 24 Stunden kann sich aber auch eine Okklusion bilden (Abb.). Da hier die Warmluft durch die kältere Luft vom Boden abgeschnitten ist und nur noch in der Höhe vorkommt, sind die Wettererscheinungen beider Fronten zusammengerückt. Die Kaltluft der Warmfront und die der Kaltfront kommen nun in Berührung miteinander. Bei einer Warmfrontokklusion, bei der die Rückseitenkaltluft nicht so kalt ist wie die Vorderseitenkaltluft (im Gegensatz zur Kaltfrontokklusion, bei der die nachfolgende Kaltluft kälter ist als die vordere) ist die Front generell durch eine Schlechtwetterzone gekennzeichnet, da die Aufgleitbewölkung direkt in Quellwolken und die Dauerniederschläge in Schauer übergehen (HUPFER/KUTTLER 2005; S.215-220).

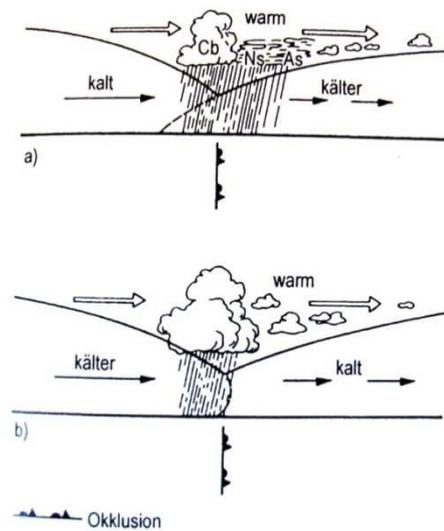


Abb. 16: Okklusion mit Warmfront- (a) und Kaltfrontcharakter (b). Aus Hupfer und Kuttler (Hrsg.) (2005).

Tabelle 2 zeigt, wie man in relativ einfacher Weise Wetter vorhersagen kann, nur anhand dessen, was man sieht. Die „typischen“ und „möglichen“ Vorhersagen basieren zum Teil auf dem „Norwegian Cyclon Model“. Für präzisere Vorhersagen für spezifische Regionen werden jedoch weitere Modelle benötigt (ACKERMAN/KNOX 2003; S.366).

Tabelle 2: Wettervorhersage ohne Instrumente. Aus Ackerman und Knox (2003).

Clouds/Precipitation	Clouds heading toward which direction	Surface winds from which direction	Typical Forecast	Possible Forecast
Cirrus shield covering the sky	E or NE	NE	Cloudy with chance of precipitation within two days	Continued fair weather, or major storm coming
Wispy cirrus	SE	NW	Fair weather and unseasonably cool	Bitter cold at night in winter if clouds go away
Cirrocumulus in bands	E or NE	E or NE	Changing weather soon	Major intensifying storm coming
Nimbostratus and stratus, rain and fog	NE	E or SE	Turning partly cloudy and warmer, rain ending	May warm up even at night
Nimbostratus and stratus, rain and fog	NE	NE	Windy with cold rain	Rain turning to snow if surface air cold and dry enough
Towering cumulus to the west	E or NE	S or SW	Thunderstorms soon; then clearing and turning colder	Severe weather possible soon
A few puffy cumulus	Stationary	Light and variable	Partly cloudy; cold in winter, hot in summer	Scattered thunderstorms if very clear (cold, dry) above clouds
Stratocumulus with flat bases	SE	NW and gusty	Winds dying down at sundown and cool	Increasing high clouds by morning if next storm approaches
Hazy and humid	Stationary	Calm	Hot; unseasonably warm at night	More of the same for a week or longer
Clear with new snow on the ground	—	Light and northerly	Rapidly dropping temperatures after sunset	Record low temperatures by morning
Cumulonimbus with continuous lightning in the distance	Anvil top pointed just to your right	Toward the cloud and gusty	Thunderstorm with heavy rain soon	Severe weather imminent with hail and/or a tornado
Saucer-shaped lenticular cloud near mountains	Stationary	Across the mountains	Partly cloudy; high winds downslope of the mountains	UFO reports!

Die Bedeutung der Wolken im Klimasystem

Wolken sind einerseits „passive Begleiterscheinungen“ des täglichen Wettergeschehens, da sie als Folge der vertikalen Bewegungen im dynamischen System der Atmosphäre entstehen. Andererseits spielen sie eine aktive Rolle, in dem sie den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre beeinflussen. Sie wirken auch mit ihrem Wasser- und Eisgehalt, den produzierenden Niederschlägen und chemischen Prozessen auf das Klima ein.

Zu dem beeinflussen sie das elektrische Feld der Atmosphäre bis in die hohen Schichten der Ionosphäre. Wolken stellen einen Teil des Wasserkreislaufes dar und mit der Wolkenbildung/ -auflösung werden fühlbare und latente Wärme sowie die Strahlungsarten neu verteilt. Die Wolken stehen somit in Zusammenhang mit zahlreichen Rückkopplungsprozessen im Klimasystem. Der Strahlungshaushalt ist hier von großer Bedeutung. Ein zentraler Begriff in diesem Zusammenhang ist das *cloud radiative forcing* (= wolkeninduzierter Strahlungsantrieb), was den Effekt der Wolken auf die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre beschreibt:

$$\text{Cloud Radiative Forcing CRF} = Q - Q_0$$

Wobei Q die Nettobilanz mit beobachteten Wolken und Q_0 die Nettobilanz ohne Wolken (also wenn die Wolken aus dem System herausgenommen würden, alles andere aber gleich bliebe) beschreibt.

Für ein globales CRF ergibt sich nach Satellitenmessungen ein Wert von -20 W/m^2 , was schließlich bedeutet, dass wenn wir keine Wolken hätten, würden Erde und Atmosphäre momentan 20 W/m^2 mehr Energie aufnehmen, als ins All abgestrahlt wird. Das heißt wiederum, dass sich die Erde soweit erwärmen würde, bis die Infrarot(ab)strahlung diesen Wert ausgleicht.

Das CRF variiert überall auf der Erde und hängt auch von der Art der Bewölkung ab. Tiefe/Mittelhohe, dicke Wolken haben ein stark negatives CRF. Es kommt zur Abkühlung, da sie viel solare Strahlung reflektieren. Bei höheren, dünneren Wolken kommt es dagegen zur Erwärmung. Sie besitzen ein positives CRF. Da Wolken für Infrarotstrahlung optisch relativ dicker sind als für Solarstrahlung, lassen dünne Wolken relativ viel Sonnenlicht bis zur Erde durch, für den langwelligen Spektralbereich schirmt die Bewölkung den Erdboden ab. Die Wolken sind praktisch schwarze Körper

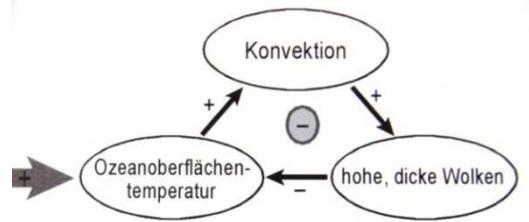
für Infrarot, also undurchsichtig.

Tabelle 3: Zusammengestellte Mittelwerte der Wirkung von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde. Einheiten: W/m^2 . Aus Raschke und Quante: Wolken und Klima (2002).

	Globales Mittel	Wolkenfreie Erde	Wolken-einfluss
Wärmestrahlung in den Weltraum (OLR)	234	266	+32
Absorbierte Solarstrahlung	239	288	-49
Nettostrahlung	+5	+22	-17
Albedo	30 %	15 %	+15 %

Tabelle 3 zeigt den Vergleich mittlerer Hauptzahlen der Strahlungsbilanz des Erde-Atmosphäre-Systems. Positive Werte können dabei als Erwärmung, negative als Abkühlung interpretiert werden.

Es wird daraus deutlich, dass eine Veränderung von Wolkenmenge und Wolkeneigenschaften zu Temperaturänderungen an der Erdoberfläche führt und in Konkurrenz mit anderen temperaturändernden Vorgängen steht. Schließlich beeinflusst der Mensch z.B. durch den Luftverkehr diese Größen: Die



Kondensstreifen von Flugzeugabgasen bestehen zwar nur kurze Zeit, jedoch führen die in der Atmosphäre verbleibenden Kerne und Partikel zur Bildung von

Cirrus-Bewölkung (nicht von natürlicher zu unterscheiden), die zu einer Erwärmung an der Erdoberfläche führt (SIMMER 2000; S.13-18, RASCHKE/QUANTE 2002; S. 101-103).

Wie schon erwähnt sind Wolken und die Atmosphäre über viele Rückkopplungsprozesse miteinander verknüpft. Ein Beispiel dafür stellt eine negative stabilisierende Rückkopplung zwischen Konvektion, der Bildung hoher Wolken und der Temperatur an der Erdoberfläche (bzw. Ozeanoberfläche), der sogenannte tropische Thermostat, dar (Abb. 17). (Thermostat da der Mechanismus nur bei etwa 28°C Wassertemperatur funktioniert). Durch eine externe Störung steigt die Wasseroberflächentemperatur an, was zu starker Konvektion führt und damit zur Bildung hoher dichter Bewölkung, die ihrerseits die solare Strahlung abschirmt, so dass weniger an der Ozeanoberfläche ankommt. Die anfängliche Erwärmung wird so reduziert. Andere Diskussionspunkte in Bezug auf die Verknüpfung zwischen Wolken und Atmosphäre sind (nach SIMMER 2000; S.35):

- Durch die anthropogene Umweltverschmutzung werden die Wolken heller, denn mit zunehmenden Aerosolen nehmen die Tröpfchengröße ab und damit die Helligkeit und der Kühlungseffekt der Wolke zu.
- Die Variabilität der Wolken soll nach populärwissenschaftlichen Angaben von der Partikelstrahlung, verbunden mit der Fluktuation der Sonne, beeinflusst werden.
- Bestimmte Gruppen des Phytoplanktons (u.a. Diatomeen und Dinoflagellaten) produzieren eine schwefelhaltige Substanz, die beim Zelltod freigesetzt wird und von Bakterien umgesetzt werden. Dadurch gelangen jährlich ca. 40 Millionen Tonnen Schwefel in die Ozeane. In der Luftschicht über dem Wasser entsteht durch Oxidierung Sulfat, welches als Aerosol Kondensationskeime zur Wolkenbildung liefert. Eine stärkere Produktion der schwefelhaltigen Substanz führt also zu stärkerer Bewölkung, was wiederum zu einer Abkühlung der globalen Atmosphäre führen könnte. Wie groß diese Verminderung der Temperatur werden kann, hängt von der Phytoplanktonproduktion ab, welche durch vermehrtes Kohlenstoffdioxid (z.B. aus der Verbrennung fossiler Energieträger) stimuliert wird. Damit bildet dieser Prozess einen wichtigen negativen Rückkopplungsmechanismus in Bezug auf die globale Klimaerwärmung (SIMMER 2000; S.35, PETZ in HOFRICHTER 2002; S.449).

Abb. 17: Tropischer Thermostat als Beispiel für eine negative Rückkopplung zwischen Temperatur, Konvektion und Bildung hoher Wolken. +/- bedeutet Verstärkung/Abschwächung. Aus Simmer (2000).

Literatur

- Ackerman, S. A., Knox, J. A. (2003). Meteorology. Understanding the Atmosphere. Thomson Brooks/Cole. Canada;
- Bischoff, J., Weber, A.(2006). Der Stoff, aus dem die Wolken sind. GEO kompakt Nr. 9. Die Grundlagen des Wissens. Wetter und Klima;
- Gareis, R. (2005). Wolken lesen lernen. Sprache der Wolken. „Krone’s Wetter Wissen kompakt“. Krone Verlag. Lünen/Westfalen;
- Gieray, R., Wieser, P. H. (1993). Mikroanalytische Untersuchungen zur Wolken- und Nebelbildung. Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung. Karlsruhe;
- Hupfer, P., Kuttler, W. (Hrsg.) (2005). Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. Teubner Stuttgart;
- Leser, H. (Hrsg.) (2005). DIERCKE. Wörterbuch Allgemeine Geographie. Westermann dtv. München;
- Möller, D. (2003). Wolkenchemie – Bedeutung, Stand und Perspektiven. Mitteilungen der Fachgruppe Umweltchemie und Ökotoxikologie 9.Jahrg. 2003/ Nr.2;
- Petz, W. in Hofrichter, R. (Hrsg.)(2002). Das Mittelmeer: Fauna, Flora, Ökologie. Spektrum Akad. Verlag. Heidelberg Berlin;
- Potter, T. D., Colman, B. R. (Hrsg.) (2003). Handbook of weather, climate, and water. Atmospheric chemistry, hydrology, and societal impacts. Wiley Interscience. New Jersey;
- Raschke, E., Quante, M. (2002). Wolken und Klima. *promet* Jahrg. 28 Nr. 3/4, 95-107;
- Schönwiese, C. (2003). Klimatologie. Ulmer. Stuttgart;
- Simmer, C. (2000). Beeinflussen Wolken das Klima? Nordrhein-Westfälische Akademie der Wissenschaften. Vorträge N 452. Westdeutscher Verlag. Wiesbaden;
- Strahler, A. H., Strahler, A. N. (2002). Physische Geographie. Ulmer Stuttgart;
- Weischet ,W., Endlicher, W. (2008). Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Studienbücher der Geographie. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung Berlin Stuttgart;
- www.wetterkursus.de/einfuehr.html (05/2008)