

EINFÜHRUNG IN DIE METEOROLOGIE

Aufbau

1. EINLEITUNG

- 1.1. Definitionen
- 1.2. Aufbau der Atmosphäre
- 1.3. Zusammensetzung der Luft
- 1.4. Scales
- 1.5. Historisches

2. METEOROLOGISCHE ELEMENTE

- 2.1. Strahlung
- 2.2. Temperatur
- 2.3. Luftfeuchtigkeit
- 2.4. Luftdruck
- 2.5. Wind

3. GASGESETZE

4. THERMODYNAMIK DER ATMOSPHÄRE

5. WASSER IN DER ATMOSPHÄRE

- 5.1. Kondensationsprozesse
- 5.2. Dunst und Nebel
- 5.3. Wolken
- 5.4. Niederschlag

6. ATMOSPHERISCHE ELEKTRIZITÄT

7. ATMOSPHERISCHE OPTIK

8. BEWEGUNGSGLEICHUNGEN

- 8.1. Gradientkraft
- 8.2. Corioliskraft
- 8.3. Geostrophischer Wind
- 8.4. Gradientwind
- 8.5. Strömungsmuster

9. ZIRKULATIONSSYSTEME

- 9.1. Die allgemeine Zirkulation
- 9.2. Land- und Seewind
- 9.3. Berg- und Talwind

10. SYNOPTIK

- 10.1. Luftmassen
- 10.2. Fronten
- 10.3. Zyklonen und Antizyklonen
- 10.4. Wetterkarten
- 10.5. Wetterprognose

11. Grenzschicht- und Umweltmeteorologie

1. EINLEITUNG

Literatur

- Liljequist, G.H. und Cihak, K.: Allgemeine Meteorologie. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft.
- Möller, F.: Einführung in die Meteorologie. BI Hochschultaschenbücher. 2 Bände.
- Fleagle, R.G. and Businger, J.A.: An Introduction to Atmospheric Physics. Academic Press.
- Reuter, H.: Die Wettervorhersage. Einführung in die Theorie und Praxis. Springer-Verlag.
- Graedel, T.E. und Crutzen, P.J.: Chemie der Atmosphäre. Spektrum Akademischer Verlag.

1.1. Definitionen

Meteorologie ist die Wissenschaft von der Physik der Atmosphäre. Sie gehört auch zu den *Geowissenschaften*.

Makrometeorologie: > 200 km

Mesometeorologie: 2-200 km

Mikrometeorologie: < 2 km

Meteorologische Gesetzmäßigkeiten ergeben sich unmittelbar aus der Anwendung physikalischer Gesetze. Meteorologen können aber im Gegensatz zu Physikern nur eingeschränkt im Labor experimentieren, um Prozesse zu erforschen.

Wetter ist ein Teil dieser physikalischen Vorgänge in der Atmosphäre. Wetter beschreibt den Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt.

Klima definiert einen längerfristigen, in gewissem Sinne mittleren, Zustand der Atmosphäre. Zur Charakterisierung des Klimas sollen aber jeweils auch die Abweichungen vom mittleren Zustand mitberücksichtigt werden.

Witterung charakterisiert das Wetter über einen gewissen, nicht allzu langen, Zeitraum.

Verwandte Disziplinen: Ozeanographie, Hydrologie, Limnologie, Geophysik, Geologie

Einteilung der Meteorologie: Allgemeine Meteorologie, theoretische Meteorologie

Synoptische Meteorologie: Wetterkunde

Aeronomie: untersucht die hohen Luftschichten

Meteorologische Elemente sind physikalische Größen, die gemessen oder anderswie bestimmt werden müssen, wenn man den Zustand der Atmosphäre beschreiben will.

Meteorologische Hauptelemente: Luftdruck, Temperatur, Feuchtigkeit, Luftbewegung

Abgeleitete meteorologische Elemente: z.B. Bewölkung, Niederschlag, Sichtweite, etc.

1.2. Aufbau der Atmosphäre

Einteilung nach physikalischen Charakteristika, vor allem nach Temperaturprofil

- Troposphäre: 8-18 km hoch, Temperaturabnahme mit Höhe, Wettergeschehen, unterste Schicht sog. planetare Grenzschicht, begrenzt durch Tropopause. Planetare Grenzschicht ist unmittelbar durch den Erdboden beeinflusst, starke Turbulenz
- Stratosphäre: bis etwa 50 km Höhe, unten konstante Temperatur, weiter oben Temperaturzunahme wegen Strahlungsabsorption durch Ozon, Region der Ozonschicht
- Mesosphäre: bis etwa 80 km Höhe, erneute Temperaturabnahme
- Thermosphäre: Temperaturzunahme mit der Höhe, in etwa 200-500 km Höhe werden 1200 K erreicht, darüber konstante Temperatur, starker Tagesgang, Abhängigkeit von Sonnenaktivität, reicht bis zu mehreren Erdradien
- Interplanetarer Raum

1.3. Chemische Zusammensetzung der Luft

Einteilung der Atmosphärenstockwerke nach der chemischen Zusammensetzung

Homosphäre: bis etwa 100 km Höhe starke Durchmischung, daher konstante chemische Zusammensetzung

Zusammensetzung der trockenen Atmosphäre in Volumsprozenten:

- Stickstoff (N₂) 78.1 %
- Sauerstoff (O₂) 20.9 %
- Argon (Ar) 0.9 %
- Kohlendioxid (CO₂) 0.035 % vorindustriell: 0.028 %
- Neon, Helium, Methan, Krypton, Wasserstoff, Ozon, Radon, Schwefeldioxid, Kohlenmonoxid, Stickoxide, Fluor-, Brom- und Chlorverbindungen, ...

Die Zusammensetzung ist zeitlich weitgehend konstant, abgesehen von einigen Spurenstoffen wie z.B. CO₂, Methan, Ozon

Die Wasserdampfkonzentration schwankt sehr stark, bis zu einigen Prozent

Außerdem gibt es noch sog. Aerosole, das sind feste und flüssige Bestandteile

Heterosphäre: Durchmischung reicht nicht aus, um konstante chemische Zusammensetzung zu gewährleisten.

Z.B. Dissoziation durch Sonnenstrahlung von CO_2 in C und O_2 ,
Dissoziation von O_2 in $\text{O}+\text{O}$

Außerdem wird Diffusion gegenüber Turbulenz bedeutender, sodaß eine Entmischung der Bestandteile auftritt. Leichtere Bestandteile sichten sich über schwereren. In großen Höhen gibt es nur noch Helium und Wasserstoff, darüber nur noch Wasserstoff. Diese Moleküle verlassen auch bevorzugt den Erdanziehungsbereich.

ENTSTEHUNG DER ATMOSPHERE

Entstehung der Erde aus dem Urnebel vor 4.6 Mia. Jahren: chemische Zusammensetzung ähnlich wie Sonne, 99% Wasserstoff und Helium

Auf der Erde sind demgegenüber die schweren Elemente stark angereichert, kaum Wasserstoff und Helium

Dies, weil nur schwerflüchtige Stoffe im Zentrum des Urnebels kondensieren konnten

Uratmosfera entstand durch Ausgasung aus der noch flüssigen Erde.

Sauerstoff war gebunden, daher nur reduzierte Verbindungen (vor allem Methan, daneben Ammoniak, Wasserstoff, Wasserdampf,...).

Genaue Zusammensetzung war nicht bekannt, aber mit Sicherheit kein Sauerstoff vorhanden.

Vulkanische Exhalationen modifizierten diese Atmosphäre.

Vulkanische Ausgasungen bestehen aus Wasserdampf, Kohlendioxid, Schwefelwasserstoff, ...

Entstehung des Sauerstoffs: durch Photosynthese

Das anfallende Kohlendioxid wurde durch chemische Prozesse in Karbonate umgewandelt und in Form von Sedimenten abgelagert

1.4. Scales

Die für die Meteorologie wichtigen atmosphärischen Prozesse decken ein breites Spektrum an Größenordnungen ab.

Sie reichen von Zeitskalen von Sekundenbruchteilen und Längenskalen im molekularen Bereich (z.B. Kondensationsvorgänge) bis zu Zeitskalen im Bereich von Tagen und Längenskalen von kontinentalen Ausdehnungen (z.B. Zyklonentätigkeit). Rechnet man auch klimatische Prozesse hinzu, wird das zeitliche Spektrum sogar noch erweitert.

Meteorologische Zeit- und Längenscales zeigen einen deutlichen Zusammenhang, d.h. große Zeitscales gehen mit großen Längenscales einher, keine Zeitscales mit kleinen Längenscales.

Verschiedenskalige Prozesse wechselwirken miteinander, sog. Skalenwechselwirkung. Wichtig für atmosphärische Modelle, die immer nur gewisse Skalen berücksichtigen (auflösen) können. Auch bei der Konzipierung von Meßnetzen muß man darauf achten, welche Skalen sie auflösen können.

1.5. Historisches

650 v. Chr.	Thales von Milet: Untersuchungen zum Wasserkreislauf
400 v. Chr.	Demokrit: wandte seine atomistische Theorie zur "Erklärung" der Winde an
340 v. Chr.	Aristoteles: "Meteorologica", erstes umfassendes Werk zur Meteorologie Erstmals klare Abgrenzung zur Astronomie, behandelt Regen, Wolken, Nebel, Hagel, Wind, Klimaänderung, Gewitter, Wirbelstürme
300 v. Chr.	Theophrast: "Über Wetterzeichen", "Über Winde" Sammlung meteorologischer Phänomene
150	Ptolemäus: "Almagest", Werke zur astrologischen Wetterprognose, Klimaklassifikation auf astronomischer Grundlage
ca. 1000	Ibn Al-Haitham: "Opticae Thesaurus", atmosphärische Optik
12.-13. Jh.	"Wiederentdeckung" der "Meteorologica", dominiert die meteorolog. Wissenschaft bis ins 17. Jh.
ca. 1250	Roger Bacon: "In Meteora", betont als erster die Wichtigkeit von Beobachtungen

1637	Descartes: "Discours de la Methode", beschreibt als erster die heute übliche wissenschaftliche Methodik, und bricht damit mit der uneingeschränkten Autorität der antiken Philosophen, "moderne" Erklärung der Wolken, des Regens, etc.
Anf. 17.Jh.	Galileo: erstes Thermometer (war auch druckabhängig), nutzte Ausdehnung des Wassers bei steigender Temp.
1641	Großherzog Ferdinand II von Toscana: erstes druckunabhängiges Thermometer
1714	Gabriel Fahrenheit: erstes Quecksilberthermometer mit verläßlicher Skala, hatte drei Fixpunkte, u.a. Gefrierpunkt
1730	Reaumur: Gefrierpunkt = 0, Siedepunkt = 80
1742	Celsius: Gefrierpunkt = 100, Siedepunkt = 0
1644	Evangelista Torricelli: Erfindung des Barometers
ca. 1700	Leibniz: Anaeroidbarometer, transportabel
ca. 1450	Nicholas de Cusa: erster Hygrometer: Wolle wird bei feuchtem Wetter schwerer
1667	Hooke: Verdrehung von feuchtem Hafer durch Feuchte
1787	de Saussure: Haarhygrometer
1887	Assmann: Aspirationspsychrometer

1667	Schwingende Platte als Anemometer
17. Jh.	Beginn systematischer meteorolog. Aufzeichnungen von Druck, Temperatur, Niederschlag in Paris
1771	Lambert: Vorschlag zu weltweitem Beobachtungsnetz
1735	Hadley: Theorie zur globalen Zirkulation
1755	Anwendung der Newton'schen Prinzipien zur Ableitung der Bewegungsgleichungen
19. Jh.	rasante Entwicklung der dynamischen Meteorologie, aufbauend auf Euler's Arbeiten
1888	H. von Helmholtz: fundamentale atmosphärische Bewegungsgesetze
1904	Bjerknes: Vorschlag, die Bewegungsgesetze zur Wetterprognose zu nutzen
1922	Richardson: erstes numerisches Modell zur Wettervorhersage, erste numerische Wettervorhersage (gescheiter)
1929	erste Radiosonden
1950	Charney, Fjörtoft, Neumann: erste erfolgreiche numer. Wetterprognose
1958	Verwendung von Satelliten

2. METEOROLOGISCHE ELEMENTE

2.1. Strahlung

Strahlung = elektromagnetische Wellen oder Fluß von Teilchen (sog. *Photonen*) (Welle-Teilchen-Dualismus)

Beschreibung der Strahlung sowohl mittels ihres Wellen- als auch mittels ihres Teilchencharakters hat Vor- und Nachteile.

In der Meteorologie wird i.a. der Wellencharakter zur Charakterisierung der Strahlung bevorzugt.

Strahlungsfluß E = Strahlungsenergie, die pro Zeiteinheit (1 s) durch eine Einheitsfläche (1 m^2) hindurchgeht, gleichgültig wie die Fläche in Bezug auf die Strahlungsquelle orientiert ist

Strahlungsintensität I = Strahlungsenergie, die pro Zeiteinheit (1 s) durch eine Einheitsfläche (1 m^2) hindurchgeht, die senkrecht auf die Strahlungsrichtung steht

E ist proportional zu $1 / r^2$ (r = Entfernung), d.h. Strahlungsintensität nimmt proportional mit dem Quadrat der Entfernung von der Strahlungsquelle ab.

Kommentar [s1]:

LAMBERT'sches KOSINUSGESETZ

Ist eine Fläche gegen die einfallende Strahlung um einen Winkel α geneigt, gilt das *Lambert'sche Kosinusgesetz* für den Strahlungsfluß

Kommentar [s2]: fsdafdsfasd

$$E = I \cos(\alpha) \text{ oder } E = I_0 \cos(\alpha) / r^2$$

I = Strahlungsintensität am betrachteten Ort

I_0 = Strahlungsintensität im Einheitsabstand 1 m

r = Abstand von der Strahlungsquelle

Praktische Bedeutung: Der Strahlungsfluß bei tiefem Sonnenstand ist niedriger als bei hohem, da die gleiche Strahlungsintensität auf eine größere Fläche verteilt werden muß.

Der Strahlungsfluß durch die Einheitsfläche wird in der Einheit W / m^2 angegeben.

DAS SPEKTRUM

Strahlung setzt sich üblicherweise aus einer Vielzahl unterschiedlicher Wellenlängen zusammen, im Gegensatz zur sog. *monochromatischen* Strahlung.

Wellenlänge = Abstand von einem Wellenberg zum nächsten

Die Wellenlänge λ ist ein Maß für den *Energiegehalt* der Strahlung (Energie eines einzelnen Photons), sagt aber nichts aus über deren *Intensität*. λ charakterisiert die Strahlung.

lange Wellen = energiearme Strahlung

kurze Wellen = energiereiche Strahlung

Auch oft verwendet: Frequenz ν = c / λ ($c = 3 \cdot 10^8$ m/s, Lichtgeschwindigkeit)

Strahlung reicht von sehr kurzen Wellen bis zu sehr langen. Summe aller dieser Wellenlängen = *Spektrum*

Sichtbares Licht umfaßt nur einen kleinen Teil des gesamten Spektrums elektromagnetischer Strahlung

kosmische Höhenstrahlung $10^{-15} \text{ m} < \lambda < 10^6 \text{ m}$ Wechselströme

sichtbares Licht: $3.5 \cdot 10^{-7} \text{ m} < \lambda_{\text{vis}} < 7.5 \cdot 10^{-7}$

Monochromatische Strahlungsintensität = Strahlungsintensität bei einer bestimmten Wellenlänge

Trägt man die monochromatische Strahlungsintensität gegen die Wellenlänge auf, erhält man die *spektrale Verteilung* der Strahlung.

Die Fläche unter der Kurve (das Integral) ergibt die gesamte Strahlungsintensität.

TEMPERATURSTRAHLUNG

Jeder Körper (fest, flüssig oder gasförmig) sendet elektromagnet. Strahlung aus. Diese wird bestimmt durch

- die Temperatur des Körpers
- sonstige Eigenschaften des Körpers

Temperatur  Strahlungsintensität 

Daher wird diese Art der Strahlung auch Temperaturstrahlung genannt.

SCHWARZER KÖRPER

Ein "*absolut schwarzer Körper*" ist ein Körper, der alle Strahlung, die auf ihn trifft, *absorbiert*. Dies ist eine Idealisierung; kein wirklicher Körper ist tatsächlich ganz schwarz. Ruß ist im sichtbaren Bereich des Spektrums fast ganz schwarz. Schnee ist zwar im sichtbaren Bereich des Spektrums nicht schwarz, aber im IR fast ideal schwarz.

Die von einem ideal schwarzen Körper *emittierte* Strahlung hängt nur von seiner Temperatur ab, nicht von anderen Eigenschaften. Das betrifft sowohl die Gesamtintensität der Strahlung wie auch ihre spektrale Zusammensetzung.

Plank'sches Strahlungsgesetz beschreibt die Emission eines idealen schwarzen Körpers:

$$E_{\lambda} d\lambda = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1} d\lambda$$

T = Temperatur in Kelvin (K)

$$c_1 = 3.74 \cdot 10^{-16} \text{ Wm}^2$$

$$c_2 = 1.44 \cdot 10^{-2} \text{ mK}$$

Temperatur ↑: Strahlungsintensität ↑ und Strahlungsmaximum verschiebt sich zum kurzwelligeren Bereich

Aus dem Planck'schen Strahlungsgesetz lassen sich einfachere Gesetze ableiten:

Wien'sches Verschiebungsgesetz:

$$\lambda_{\max} T = a$$

T = Temperatur des schwarzen Körpers in K

λ_{\max} = Wellenlänge des Maximums in der Spektralkurve

a = Konstante = 2900 $\mu\text{m K}$

Der gesamte von einem schwarzen Körper abgestrahlte Strahlungsfluß pro Zeiteinheit und pro Flächeneinheit ist die Fläche unter der Spektralkurve (d.h. Planck'sches Gesetz integrieren)

➡ *Stefan-Boltzmann'sches Gesetz*

$$E = \sigma T^4$$

σ = Stefan-Boltzmann-Konstante = $5.7 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

➡ abgestrahlte Energie steigt stark mit steigender Temperatur

KIRCHHOFF'SCHES GESETZ

$$e_{\lambda} = a_{\lambda} E_{\lambda}$$

e_{λ} ausgesandte Strahlung

a_{λ} relative Absorption

E_{λ} Strahlung eines schwarzen Körpers

Bedeutung: ein Körper, der Strahlung einer bestimmten Wellenlänge nicht absorbiert, kann diese auch nicht selbst ausstrahlen.

Für einen schwarzen Körper ist $a_{\lambda} = 1$.

Strahlung von Sonne und Erde

Temperatur der Sonne: Strahlung entspricht einem schwarzen Körper von knapp 6000 K

Mittlere Erdtemperatur: 288 K

D.h. Strahlung der Erde viel schwächer (Stefan-Boltzmann-Gesetz) und Strahlungsmaximum bei größeren Wellenlängen (Wien'sches Verschiebungsgesetz).

Nur ein Bruchteil der von der Sonne abgegebenen Strahlung erreicht die Erde

Solarkonstante: 1.354 kW / m^2

- Im Perihel (1. Januar) Strahlung stärker (1.40 kW / m^2)
- Im Aphel (2. Juli) Strahlung schwächer (1.31 kW / m^2)

Sonnenstrahlung ("kurzwellig") und terrestrische ("langwellig") Strahlung sind relativ klar getrennt

- kurzwellige Strahlung 0.29 - 4 m Maximum 0.5 m
- langwellige Strahlung 4 - 100 m Maximum 10 m

EXTINKTION = Schwächung der Strahlung beim Durchgang durch ein Medium (z.B. Atmosphäre) durch Absorption und Streuung

ABSORPTION = Materie nimmt Strahlungsenergie auf und erwärmt sich dabei

STREUUNG = Strahlung, die auf Partikel oder Moleküle trifft, wird umgelenkt

REFLEXION = Auf eine Oberfläche treffende Strahlung wird teilweise zurückgeworfen

ALBEDO = Anteil der reflektierten Strahlung an der Gesamtstrahlung

Alle diese Prozesse sind abhängig von der Wellenlänge der Strahlung, d.h. sie sind für die Sonnenstrahlung und die terrestrische Strahlung unterschiedlich wichtig.

z.B. Albedo

Neuschnee	kurzwellig	75-95 %
Schnee	langwellig	0.5 %
Wolken	kurzwellig	60 - 90 %
Wolken	langwellig	10 %

Extinktion der Sonnenstrahlung erfolgt sowohl durch Streuung als auch durch Absorption.

- Streuung an Molekülen und Staubpartikeln im sichtbaren und UV Bereich
- Absorption durch Wasserdampf im IR und durch Ozon im UV

Beer'sches Gesetz

$$E_{\lambda}(x) = E_{\lambda}(x_0) \exp [(-k_{\lambda} - s_{\lambda}) \cdot x]$$

x Distanz, die Strahlung im Medium zurücklegt

k_{λ} Absorptionskoeffizient

s_{λ} Streukoeffizient

beschreibt die Schwächung der Strahlung beim Durchgang durch ein Medium

Warum ist der Himmel blau?

Streuung an Luftmolekülen ist im blauen Bereich stärker als im roten

Globalstrahlung = direkte Sonnenstrahlung + diffuse Himmelsstrahlung von Wolken und vom blauen Himmel

Die gesamte Globalstrahlung ist kurzwellig und stammt letztlich von der Sonne.

Langwellige Strahlung:

- Die Erdoberfläche strahlt im langwelligen Bereich.
- Die Atmosphäre absorbiert einen Teil dieser Ausstrahlung.
- Die Atmosphäre strahlt ebenso im langwelligen Bereich. Jener Teil, der in Richtung Erdoberfläche abgestrahlt wird, ist die *atmosphärische Gegenstrahlung*.
- Die Differenz zwischen Strahlung vom Erdboden und atmosphärischer Gegenstrahlung ist die *effektive Ausstrahlung*:

$$E_{\text{eff}} = \sigma T_0^4 - E_a$$

Bei klarem Himmel beträgt E_a etwa 75% von σT_0^4 .

In der Nacht keine Globalstrahlung, aber langwellige Strahlung stets vorhanden.

Strahlungsbilanz

$$E_B = (1-A)G - E_{\text{eff}}$$

G = Globalstrahlung

A = Albedo

Ist die Strahlungsbilanz positiv, erwärmt sich die Erdoberfläche.

Ist sie negativ, kühlt sich die Erdoberfläche ab.

Treibhauseffekt:

Manche Gase der Atmosphäre (vor allem Wasserdampf und Kohlendioxid) absorbieren langwellige Strahlung, heizen die Atmosphäre dadurch auf, und verstärken die atmosphärische Gegenstrahlung. Dadurch wird auch die Erdoberfläche erwärmt, und das ganze System Erde-Atmosphäre hat eine höhere *Gleichgewichtstemperatur*.

Ohne Treibhauseffekt betrüge die durchschnittliche Temperatur der Erdoberfläche nur 250 K. Tatsächlich ist sie um mehr als 30 K höher.

Anthropogene Treibhausgase verstärken den Treibhauseffekt.

Strahlungsmeßgeräte

Alle Strahlungsmeßgeräte wandeln die Strahlung zunächst in Wärme um, die dann gemessen wird.

Meist wird eine schwarze Fläche (z.B. geschwärzter Metallstreifen) verwendet (annähernd schwarzer Körper).

Mißt man die Sonnenstrahlung, erhöht sich die Temperatur des Metallstreifens über jene der Umgebung. Diese Temperaturerhöhung ist ungefähr dem Strahlungsgenuß proportional.

Mißt man die effektive Ausstrahlung, sinkt die Temperatur des Metallstreifens unter jene der Umgebung.

Kompensationspyrheliometer: zwei gleiche geschwärzte Metallstreifen, einer der Sonne ausgesetzt, der andere beschattet. Der beschattete Streifen wird durch elektr. Strom aufgeheizt, den man genau messen kann.

Pyrgeometer: Messung der effektiven Ausstrahlung in der Nacht. Ein schwarzer, ein weißer Metallstreifen. Temperaturdifferenz ist proportional der effektiven Ausstrahlung.


Strahlungsbilanzmesser: zwei geschwärzte Metallstreifen, einer nach oben, der andere nach unten gerichtet. Temperaturdifferenz ist Maß für Strahlungsbilanz.

2.2. Temperatur

- Temperatur = Maß für Wärmegehalt
- absolute Temperatur in Kelvin (K)
- Umrechnung $^{\circ}\text{C} = \text{K} - 273.15$
- Temperaturverteilung in der Atmosphäre ist wichtig für das Zustandekommen von Luftbewegungen.

Messung der Lufttemperatur

Lufttemperatur ist ein Maß für den Wärmegehalt der Luft (Intensität der ungeordneten Molekularbewegung).

Ein im Freien aufgehängter Thermometer wird von den Luftmolekülen getroffen und reagiert auf Temperaturschwankungen. Es wird aber auch von Strahlung beeinflusst  zeigt zu Mittag zu hohe Temperaturen, in einer klaren Nacht zu tiefe.

Bei schwachem Wind ist Abweichung von tatsächlicher Lufttemperatur größer als bei starkem.

Lufttemperatur ist nicht die Temperatur "im Schatten", obwohl man durch Messung im Schatten Einfluß der kurzwelligen Strahlung minimieren kann. Aber weitere Maßnahmen notwendig.

Temperatur "in der Sonne" ist für die Messung der Lufttemperatur bedeutungslos (abhängig von Eigenschaften des Thermometers).

Nur wenn Strahlungseinfluß eliminiert werden kann, zeigt das Thermometer die "wahre" Lufttemperatur.

➡ Messung in einer *Instrumentenhütte* = Wände aus weißgestrichenen Holzbrettchen (Jalousie), durch die der Wind durchstreichen kann. Aufstellung über Grasboden.

Prinzipien der klassischen Temperaturmessung

- Längen- oder Volumsänderung
- Spannungsdifferenz an der Kontaktstelle zweier Metalle
- Änderung des elektr. Widerstandes

Flüssigkeitsthermometer

meist Quecksilberthermometer, auf $1/10^{\circ}\text{C}$ genau

Maximumthermometer: Beim Rückgang der Temp. reißt der Quecksilberfaden ab und Anzeige bleibt beim Maximum stehen

Minimumthermometer: Alkohol als Flüssigkeit, bei sinkender Temp. wird Glasstäbchen durch Oberflächenspannung vom Meniskus mitgenommen, bei steigender Temp. rinnt Alkohol am Stäbchen vorbei

Quecksilber friert bei etwa -39°C , darunter Alkohol

Deformationsthermometer

2 zusammengeschweißte Metallstreifen, ändern ihre Krümmung. Bewegung kann verstärkt und auf einen Schreiber übertragen werden. Dadurch wurde fortlaufende *Temperaturregistrierung* möglich.

Elektrische Thermometer

Thermoelemente: an Kontaktstelle zweier Metalle entsteht Spannung, die von der Temp. abhängig ist (thermoelektr. Spannung)

Widerstandsthermometer: elektr. Widerstand eines Metalls oder Halbleiters hängt von Temp. ab, Temp.messung erfordert daher nur Widerstandsmessung. "Thermofühler"

Trägheit der Thermometer

Temperaturanzeige eines Thermometers hängt der tatsächlichen Lufttemperatur immer nach; hängt von der Trägheit des Thermometers ab. Quecksilberthermometer haben große Masse und sind daher sehr träge; Widerstandsthermometer aus dünnem Platindraht haben geringe Trägheit. Je nach Anwendung benötigt man träge oder "schnelle" Thermometer.

Die Bedeutung der Erdoberfläche für die Lufttemperatur

Umsatz der kurzwelligeren Strahlung in Wärme erfolgt nicht in der Atmosphäre selbst, sondern am *Erdboden*. Er absorbiert Strahlung (abhängig von Strahlungsangebot und Albedo) und erwärmt sich dabei (abhängig von seiner Wärmekapazität und Wärmeleitung in tiefere Schichten).

Wasser hat hohe Wärmekapazität und Wärme wird auch in tiefere Schichten transportiert. Meeresoberflächentemperatur reagiert daher sehr träge auf Einstrahlung, geringer Tagesgang. Meer speichert viel Wärme (maritimes Klima).

Schnee bleibt solange bei Temp. von 0°C bis er geschmolzen ist.

Verdunstung kühlt die Bodenoberfläche; nasser Boden hat geringere Tagesmaximumtemperatur als trockener.

Tagesgang der Bodentemperatur bis in etwa 50-100 cm vorhanden, darunter nur mehr Jahresgang feststellbar (bis etwa 10 m).

Erwärmung der Atmosphäre erfolgt vom Boden aus

- durch langwellige Strahlung, die in der Atmosphäre absorbiert werden kann
- durch Wärmeleitung in einer dünnen Oberflächenschicht (etwa 1 mm) und anschließenden turbulenten Transport von Wärme

Globale Temperaturverteilung

- Abnahme der Temp. von den Tropen zu den Polen
- Im Durchschnitt Nordhalbkugel (NH) wärmer als Südhalbkugel (SH)
- Sog. Wärmeäquator bewegt sich im Jahresverlauf zw. 0° und 20°N
- Temperaturverteilung auf der NH stark durch Kontinente beeinflusst, daher viel weniger gleichmäßig als auf der SH

2.3. Luftfeuchtigkeit

Verdunstung vom Erdboden führt der Atmosphäre Feuchtigkeit zu. Diese wird der Erdoberfläche größtenteils durch Niederschläge wieder zurückgegeben (*Wasserkreislauf*). Feuchtigkeitsgehalt der Luft schwankt sehr stark.

Feuchtigkeitsmaße

Dampfdruck

Luft = Gemisch von trockener Luft und Wasserdampf

Sowohl trockene Luft als auch Wasserdampf üben einen Druck (Partialdruck) aus. Ist der gesamte Luftdruck p , der Wasserdampfdruck e , so ist der Dampfdruck der trockenen Luft $p-e$.

Über einer Wasseroberfläche gibt es sowohl Verdunstung als auch Kondensation. Ist die Luft über der Wasseroberfläche mit Wasserdampf gesättigt, so herrscht Gleichgewicht zw. Verdunstung und Kondensation. Der Dampfdruck, bei dem sich dieses Gleichgewicht einstellt, heißt *Sättigungsdampfdruck* e_s .

Der Sättigungsdampfdruck ist stark von der Temp. abhängig.

Ist Dampfdruck größer als Sättigungsdampfdruck, herrscht *Übersättigung*.

relative Feuchte

$$r = 100 \frac{e}{e_s}$$

Rel. Feuchte gibt an, wie feucht Luft empfunden wird; hierfür ist der Sättigungsgrad entscheidend.

Rel. Feuchte sagt wenig über den tatsächlichen Wasserdampfgehalt der Luft.

Absolute Feuchtigkeit = Dichte des Wasserdampfes in kg/m^3 .

Kühlt man feuchte Luft ab, sinkt der Sättigungsdampfdruck, während der tatsächliche Dampfdruck zunächst konstant bleibt. Bei einer bestimmten Temp. entspricht der tatsächliche Dampfdruck dem Sättigungsdampfdruck (sog. *Taupunkt*) und es setzt Kondensation ein.

Bei tiefen Temperaturen sog. *Frostpunkt*

Wenn Luft gehoben oder gesenkt wird, ändert sich ihre Temperatur und ihr Druck. Dadurch ändern sich auch die bisherigen Feuchtemaße.



Mischungsverhältnis

$$m = \frac{\rho_w}{\rho_t}$$

ρ_w = Dichte des Wasserdampfes

ρ_t = Dichte der trockenen Luft

Spezifische Feuchte

$$s = \frac{\rho_w}{\rho_t + \rho_w}$$

Es gilt

$$s \cong m \cong 0.622 \frac{e}{p}$$

Feuchtemessung

Psychrometer

- Zwei gleiche, nebeneinander montierte Thermometer
- Eines mit in Wasser getränktem Strumpf umwickelt (sog. Feuchttthermometer)
- Beide Thermometer werden ventiliert
- Verdunstung kühlt das feuchte Thermometer und es zeigt niedrigere Temp. als das trockene
- Temperaturunterschied ist Maß für Feuchtegehalt der Luft
- Bei 100% Luftfeuchtigkeit zeigen beide Thermometer die gleiche Temperatur
- Umrechnung in Feuchte geschieht mit Hilfe sog. Psychrometertabellen
- Der sog. Åbmann'sche Aspirationspsychrometer ist ein meteorolog. Standardinstrument; sehr genaue Feuchtemessung

Haarhygrometer

Erhöht sich die relative Luftfeuchtigkeit von 0 auf 100 %, so steigt die Länge menschlicher Haare um 2.5 %. Wird oft zur Feuchte-registrierung verwendet, ist aber relativ ungenau.

Taupunkt- und Frostpunkthygrometer

- Luft wird an Spiegel vorbeigesaugt
- Spiegel wird abgekühlt
- Beim Frost- bzw. Taupunkt schlägt sich der Wasserdampf nieder
- Dadurch verstärkt sich schlagartig diffuse Reflexion am Spiegel
- Photozelle gibt Ausschlag
- Temperatur des Spiegels wird gemessen

Globale Verteilung des Wasserdampfes

Je wärmer die Luft, desto mehr Wasserdampf kann sie aufnehmen (höherer Sättigungsdampfdruck).

Die absolute Feuchtigkeit nimmt vom Äquator zu den Polen ab.

Aber: Wüsten relativ trocken (rel. Feuchte 20-30 %).

Über dem Meer feucht; relativ konstant bei etwa 80 % rel. Feuchte, daher primär von Temperaturverteilung abhängig

Im Winter ist die rel. Feuchte über den kalten Kontinenten höher als über dem Meer. Die absolute Feuchte ist allerdings niedriger.

Übersättigung kommt selten vor, da dann Kondensation einsetzt. Maximale rel. Feuchte etwa 105 %.

Tagesgang über Land

Relative Feuchte hat tagsüber Minimum wegen höherer Temp.

Absolute Feuchte hat oft tagsüber ihr Maximum, da verstärkt Verdunstung vom Boden. In der Nacht kann die Atmosphäre Feuchte selbst ohne Niederschlag verlieren (Kondensation als Tau, Reif)

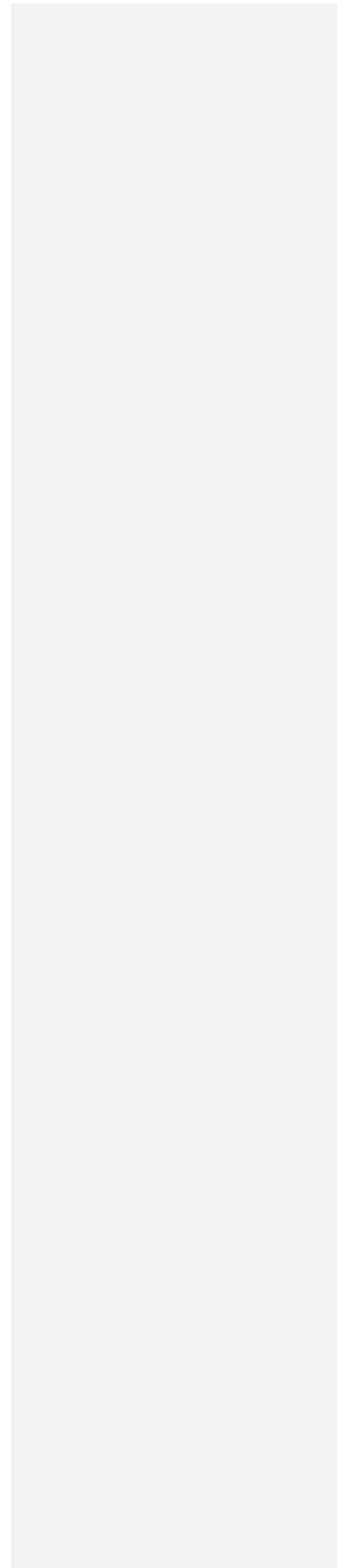
Ähnliche Effekte prägen auch den Jahresgang

Schwüle

Subjektives Empfinden der Kombination hoher Feuchtigkeit mit hohen Temperaturen

Einführung in die Meteorologie

Timo Rappenhoener



2.4. Luftdruck

Definitionen

Unter dem Einfluß der Schwerkraft übt die Luft einen *hydrostatischen Druck* aus. Der Luftdruck nimmt daher auch mit der Höhe ab.

Druck = Kraft / Fläche $\text{Pa(scal)} = \text{N} / \text{m}^2$

In der Meteorologie verwendet man hektoPascal (hPa) = 100 Pa

1 hPa = 1 mbar

Druck wirkt normal zur Fläche, unabhängig von ihrer Orientierung.

Der Luftdruck in einer bestimmten Höhe wird vom Gewicht aller Atmosphärenschichten bestimmt, die über dieser Höhe liegen.

Dynamischer Druck entsteht bei der Strömung eines Fluids. In der Atmosphäre ist er fast stets viel kleiner als der hydrostatische Druck.

Luftdruckabnahme mit der Höhe

Die Masse einer Schicht mit Dicke Δz und einer Grundfläche von 1 m^2

$$m = \rho \Delta z$$

Die Kraft, die von dieser Schicht ausgeübt wird, ist

$$F = g \rho \Delta z$$

g = Schwerebeschleunigung = 9.81 m/s^2

Dies ist die Abnahme des Drucks von der Unter- zur Oberseite der Schicht. Die Druckabnahme beträgt daher

$$\Delta p = - g \rho \Delta z$$

Hydrostatische Grundgleichung

Allgemeine Gaszustandsgleichung

$$\rho = p / RT$$

$R = 287 \text{ J / kg / K}$

Gaskonstante für Luft

$$\frac{\partial p}{p} = - \frac{g}{RT} \partial z$$

Bei konstanter Temperatur gilt, ausgehend vom Druck p_0 im Niveau 0:

$$p(z) = p_0 e^{-\frac{g}{RT}z}$$

Der Luftdruck nimmt also exponentiell mit der Höhe ab und nähert sich asymptotisch dem Wert Null.

Löst man nach z auf, erhält man die barometrische Höhenformel

$$z = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_0}{p}$$

Kennt man Luftdruck an zwei Punkten sowie mittlere Temperatur, kann man die Höhendifferenz zwischen diesen Punkten berechnen.

Luftdruckmessung

Quecksilberbarometer

- 1 m langes, einseitig geschlossenes Rohr; mit Quecksilber gefüllt; oben Vakuum; unteres Ende steht in Quecksilbergefaß
- Quecksilbersäule steht etwa 75 cm über der Quecksilberoberfläche im offenen Gefäß. Sie wirkt als Gegengewicht zum Luftdruck, d.h. dem Gewicht der Luftsäule, die von der unteren Quecksilberoberfläche bis zum oberen "Rand" der Atmosphäre reicht
- Die Länge der Quecksilbersäule ist ein direktes Maß für den Luftdruck
- Typen: Heberbarometer, Gefäßbarometer
- Temperatureinfluß: wird korrigiert auf 0°C
- Schwerebeschleunigung g schwankt zw. 9.78 m / s^2 (Äquator) und 9.83 m / s^2 (Pole): Korrektur auf Referenz in 45°Breite
- $1 \text{ mm Hg} = 1 \text{ Torr} = 1.333 \text{ mbar} = 1.333 \text{ hPa}$

Anaeroidbarometer

- Zum Teil evakuierte elastische Metalldose, die von Luftdruck verformt wird
- Verformung wird über eine Metallfeder auf einen Zeiger übertragen
- Nachteil: geringere Genauigkeit als Quecksilberbarometer
- Vorteile: leichter transportierbar, geringe Temperaturempfindlichkeit, keine Abhängigkeit von Schwerebeschleunigung

Siedebarenometer oder Hypsometer

- Wasser kocht, wenn Sättigungsdampfdruck = Luftdruck
- Z.B. kocht Wasser bei 700 hPa schon bei etwa 90°C
- Mißt man die Temperatur des Dampfes, kennt man auch den Dampf- und damit den Luftdruck
- Nachteil: äußerst genaue Temperaturmessung notwendig

Reduktion des Luftdrucks auf Meeresniveau

Luftdruck hängt stark von der Höhe ab

Will man Messungen von Stationen in unterschiedlichen Höhen vergleichen, muß man den Luftdruck auf ein Standardniveau (= Meeresniveau) reduzieren.

Reduktion wird mit barometrischer Höhenformel gemacht

Dafür braucht man Mitteltemperatur der Schicht von 0 m bis Stationshöhe

Man nimmt an, daß die Temperatur von der Station aus um $0.6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ nach unten hin zunimmt

$$t_m = t_{\text{Hütte}} + 0.3^{\circ}\text{C}/100 \text{ m H}$$

t_m = Mitteltemperatur der betrachteten Schicht

$t_{\text{Hütte}}$ = an der Hütte gemessene Temperatur

H = Stationshöhe

Diese Korrektur gibt gute Resultate bei $H < 500 \text{ m}$

Luftdruckverteilung im Meeresniveau

Trägt man die an den Stationen gemessenen und auf Meeresniveau reduzierten Luftdruckwerte in eine Karte ein, erhält man die Luftdruckverteilung

Im Normalfall variiert der Luftdruck im Meeresniveau zwischen etwa 980 hPa und 1040 hPa, aber selten auch deutlich extremere Werte möglich

Mittlerer Luftdruck = 1013 hPa

Isobaren = Linien gleichen Luftdrucks

werden meist im Abstand von 5 hPa gezeichnet

typische Strukturen:

- Hoch- (H) und Tiefdruckgebiete (T) (Antizyklonen und Zyklonen)
- Trog = Ausläufer eines T
- Rücken oder Keil = Ausläufer eines H
- Tiefdruckrinne = längliches Gebilde mit höherem Luftdruck auf beiden Seiten
- Sattelpunkt = Punkt zwischen kreuzweise angeordneten H und T

Vor allem in den mittleren Breiten wandern diese Strukturen und verändern sich innerhalb weniger Tage sehr stark

Globale mittlere Druckverteilung

- Äquator: T
- Beidseitig in den Subtropen H
- In mittleren Breiten T, besonders Island-T, Aleuten-T
- Über den Polen durchschnittlich H

Mittlere Isobaren verlaufen auf SH gleichförmiger als auf NH, da auf NH Einfluß der Landmassen auf die Luftdruckverteilung

Im Winter bilden sich über den Kontinenten mächtige T, besonders über Asien

Im Sommer bilden sich über den Kontinenten H

D.h. im Winter sammelt sich über den Kontinenten kalte Luft

Im Sommer konzentriert sich die Luft hingegen über den Ozeanen

Luftströmungen stehen in Beziehung zu den Druckgebilden, z.B. Monsune

Isobare Flächen

Isobaren verbinden Linien gleichen Druckes in einem festen Niveau

Betrachtet man die 3-d Verteilung, so ergeben sich isobare Flächen

Da der Luftdruck in einer bestimmten Höhe nicht überall gleich groß ist, ergibt sich auch, daß die isobaren Flächen nicht überall gleich hoch liegen

Oft zeichnet man daher Isohypsen (= Linien gleicher Höhe) in eine Karte einer isobaren Fläche = ähnlich den Isohypsen einer Topographie

Höhenwetterkarten werden immer auf eine bestimmte isobare Fläche bezogen, nicht auf eine Fläche konstanter Höhe

T zeichnen sich durch geringe Höhe, H durch große Höhe aus

2.5. Wind

- Wind ist ein 3-d Vektor
- Vertikaler Wind ist i.a. viel schwächer als der horizontale
- Vertikaler Wind ist viel schwieriger zu bestimmen als der horizontale
- Daher wird meist nur der horizontale Wind gemessen
- Das bedeutet aber **nicht**, daß der vertikale Wind weniger bedeutsam ist
- Horizontalwind wird meistens in Form von Windrichtung und Windgeschwindigkeit angegeben, seltener als x- und y-Komponenten
- Windrichtung ist Richtung, aus der der Wind kommt
- In Bodennähe ändert sich der Wind stark mit der Höhe, da die Luft der Reibung unterliegt
- In größeren Höhen (z.B. über 3000 m) ist die Strömung beinahe reibungsfrei

Windmessung

Wind wird stark durch Hindernisse beeinflusst

Messung daher immer an Ort mit möglichst freier Lage

Da Wind stark mit Höhe zunimmt, wird in einheitlicher Höhe
(= 10 m) gemessen

Windrichtungsmessung

Einfache Beobachtung der Windrichtung mittels *Windsack*

Standardmessung mittels *Windfahne*

Windgeschwindigkeits- (Windstärke-) Messung

Schätzung mittels *Beaufort-Skala*

Messung mittels Anemometer

Schalenkreuzanemometer

3-4 halbkugelförmige Schalen, die an horizontalen Armen befestigt sind, welche von vertikaler Achse ausgehen

Windgeschwindigkeit ist proportional der Anzahl der Umdrehungen / Zeiteinheit

Anemometer und Windfahne sind in 10 m Höhe an einem Mast angebracht

Schalenkreuzanemometer hat relativ große Trägheit und kann daher Windböen schlecht erfassen

Pitotrohr oder Böenmesser

Montage an Windfahne, d.h. Orientierung in Richtung des Windes

Wind übt dynamischen Druck aus, zusätzlich zum statischen Druck

Durch Druckmessung wird Windgeschw. bestimmt

Windmessung in der freien Atmosphäre

Zug von Wolken, wird heute aus Satellitenbildern automatisch bestimmt

Ballonaufstiege: Ballone driften mit dem Wind, mißt man kontinuierlich ihre Position, kann man Wind ausrechnen

Messung der Position optisch mittels Theodoliten (sog. *Pilotballone*) oder mittels Radar

Heute werden oft sog. *Radiosonden* eingesetzt (= Ballone mit zusätzlichen Meßgeräten)

Radiosonden werden mittels Radar geortet und tragen Radarreflektor und Meßgeräte für Druck, Temperatur und Feuchte; die gemessenen Werte werden per Funk an die Bodenstation gesendet

Jahresmittel der Windgeschw. an einer Binnenstation typischerweise
3 bis 4 m / s

An Küstenstation etwa 6 m /s

Kurzfristig können deutlich höhere Windgeschw., in Extremfällen bis
100 m / s auftreten

Wind nimmt mit der Höhe stark zu

Besonders hohe Geschwindigkeiten in den sog. Strahlströ-
men (*jet streams*) knapp unterhalb der Tropopause: bis etwa 150 m / s

Laminare und turbulente Strömung

Dem mittleren Wind in einem bestimmten Zeitintervall sind in Bodennähe immer kurzfristige Schwankungen überlagert

Diese werden durch sog. *Turbulenz* (Wirbelbildung in der Strömung) erzeugt

Turbulenz wird durch *Reibung* verursacht, die wiederum mit der *Viskosität* der Luft in Zusammenhang steht; direkt am Erdboden ist die Windgeschw. Null, darüber kontinuierliche Zunahme der Windgeschw.; Scherkräfte verursachen Reibung

Die Strömung in großer Höhe wird nicht mehr vom Erdboden beeinflusst, hier gibt es meist keine Turbulenz = *laminare Strömung*

Durch Turbulenz werden Eigenschaften der Luft (z.B. Temperatur, Feuchte, Schadstoffkonzentrationen) rasch auch quer gegen die mittlere Windrichtung übertragen und können sich ausgleichen

In laminarer Strömung sorgt hingegen nur die Molekularbewegung (z.B. molekulare Wärmeleitung) für Ausgleich; dieser Prozess ist viel langsamer als Turbulenz

Stromlinien und Trajektorien

Hat man viele Windmessungen, kann man sie z.B. in Form von Pfeilen in eine Karte eintragen

Linien, die überall parallel zur Strömungsrichtung sind, heißen *Stromlinien*

Stromlinien schneiden einander in keinem Punkt; je dichter sie liegen, desto höher ist die Windgeschwindigkeit

Dadurch bekommt man klaren Überblick über das Strömungsfeld, betreffend sowohl Windrichtung als auch -geschwindigkeit

Bleiben die Verhältnisse in der Atmosphäre konstant (= stationär), so zeigen die Stromlinien die Bahn, die ein Luftpaket zurücklegt

Ändern sich die Verhältnisse (d.h. ändert sich das Strömungsfeld) mit der Zeit, so geben die Stromlinien nicht mehr die Bahn eines Luftpakets an

Trajektorien = Bahnen von Luftpaketen, auch bei instationären Verhältnissen

3. GASGESETZE

Gesetz von Boyle-Mariotte

$$V \propto \frac{1}{p}$$

Bei konstanter Temperatur verhalten sich Volumen und Druck zueinander umgekehrt proportional

Gesetz von Gay-Lussac

$$p \propto T$$

Bei konstantem Volumen steigt der Druck proportional zur Temperatur

Allgemeine Gaszustandsgleichung

$$p v = R T$$

v = spezifisches Volumen = Volumen von 1 kg Gas

R = individuelle Gaskonstante, Wert für jedes Gas anders

Allgemein gilt:

$$p V = m R T$$

V = Volumen

m = Masse

Andere Schreibweise

$$p = \rho R T$$

ρ = Dichte

Für ein bestimmtes Gas gilt:

$$R = \frac{R^*}{m_{mol}}$$

$R^* = 8.31 \text{ J / K / mol}$ = universelle Gaskonstante

m_{mol} = Molekulargewicht des Gases

für Luft:

$$m_{\text{mol}} = 0.029 \text{ kg / mol}$$

$$R = 287 \text{ J / kg / K}$$

Der Zustand eines idealen Gases wird durch die drei Variablen p , ρ und T komplett beschrieben. Den Zusammenhang zwischen diesen Variablen stellt die ideale Gaszustandsgleichung her.

4. THERMODYNAMIK DER ATMOSPHERE

Energieerhaltungssatz:

In einem abgeschlossenen System bleibt die Gesamtenergie erhalten.

Abgeschlossenes System:

Kann weder Materie noch Energie mit Umgebung austauschen

Einheit der Energie:

$$1 \text{ J} = 0.2388 \text{ cal}$$

1 cal = 4.1868 J ist jene Wärmemenge, die der Erwärmung von 1 g Wasser um 1°C entspricht.

Es gibt verschiedene Energieformen, z.B. Wärme, potentielle, kinetische, nuklear Energie, etc.

Betrachtet man nur Wärme, Arbeit und innere Energie, so kann der Energieerhaltungssatz eingeschränkt werden.

Energieerhaltungssatz für Festkörper:

Wird einem Festkörper oder einer Flüssigkeit mit der Masse m die Wärmemenge $\rightarrow Q$ zugeführt, ändert sich deren Temperatur entsprechend

$$\rightarrow Q = c m \rightarrow T = \rightarrow U$$

c = spezif. Wärmekapazität (stoffspezifisch)

m = Masse

U = innere Energie

Zwecks Einfachheit wird Differentialschreibweise vermieden.

D.h. die zugeführte Wärmeenergie wird dazu verwendet, die innere Energie des Körpers zu erhöhen.

Für Gase ist c nicht eindeutig bestimmt, da es darauf ankommt, WIE die Wärmemenge zugeführt wird. Gase können sich ausdehnen (zusammenziehen) und verrichten dabei Arbeit (dazu ist Arbeit nötig).

Der Energieerhaltungssatz, angewandt auf Gase, lautet daher:

$$\Delta Q = \Delta U + \Delta A$$

A = Arbeit

Dies ist der *1. Hauptsatz der Wärmelehre*.

In Worten: Wird einem Gas eine bestimmte Wärmemenge zugeführt, dann wird diese teilweise zur Erhöhung der inneren Energie des Gases verwendet, teilweise dazu, daß das Gas Arbeit verrichtet.

Idealisierte Vorstellung: Gas in einem Zylinder mit Kolben eingesperrt

$$\Delta A = F \Delta s = p \Delta V$$

F = Fläche, Kolbenquerschnitt

Fp = wirkende Kraft

Δs = Strecke, die der Kolben verschoben wird

ΔV = Volumsänderung

$$\Delta Q = \Delta U + p \Delta V$$

Zustandsänderungen

- sind Änderungen in p , v und T
- Allgemeine Gasgleichung muß stets erfüllt sein, d.h. nur zwei Variablen sind frei
- Darstellung oft im sog. p - v -Diagramm

Gründe für Zustandsänderungen:

- Zufuhr / Abfuhr von Wärme
- Verrichten / Zufuhr von Arbeit

Arten von Zustandsänderungen:

- isochore: \otimes (oder v) konstant
- isobare: p konstant
- isotherme: T konstant
- adiabatische: ohne Wärmezufuhr

Isochore Zustandsänderung

Wird V konstant gehalten ($\Delta V = 0$), gilt:

$$\Delta U = \Delta Q = m c_v \Delta T$$

Isobare Zustandsänderung

$$\Delta U = m c_v \Delta T = m c_p \Delta T - p \Delta V$$

$$m (c_p - c_v) = p (dV / dT)_{p=\text{const}}$$

Nach der allg. Gasgleichung gilt:

$$(dV / dT)_{p=\text{const}} = m R / p$$

Einsetzen in obige Glg. ergibt:

$$c_p - c_v = R$$

Für trockene Luft:

$$c_p = 1005 \text{ J / kg / K}$$

$$c_v = 715 \text{ J / kg / K}$$

Isotherme Zustandsänderung

D.h. innere Energie bleibt konstant

Wenn Wärme zugeführt wird, wird sie vollständig in Arbeit umgewandelt

Z.B. Erwärmung eines gasgefüllten Zylinders: Kolben bewegt sich nach außen

Adiabatische Zustandsänderung

Gas steht nicht im Wärmeaustausch mit der Umgebung; es bildet ein abgeschlossenes System

$$m c_v \delta T = - p \delta V$$

$$m c_v \delta T + m R T \delta V / V = 0$$

$$c_v \delta T / T + R \delta V / V = 0$$

$$c_v \ln (T / T_0) + R \ln (V / V_0) = 0$$

$$\ln \left(\frac{T}{T_0} \right) + \ln \left(\frac{V}{V_0} \right)^{\frac{R}{c_v}} = \ln \left[\left(\frac{T}{T_0} \right) \left(\frac{V}{V_0} \right)^{\frac{R}{c_v}} \right] = 0$$

$$\frac{T}{T_0} \left(\frac{V}{V_0} \right)^{\frac{R}{c_v}} = 1$$

$$R = c_p - c_v$$

$$TV^{\frac{c_p - c_v}{c_v}} = TV^{\kappa - 1} = \text{const}$$

$$\kappa = \frac{c_p}{c_v}$$

für Luft: $\kappa = 1.404$

Umformen mit Hilfe der allg. Gasgleichung ergibt andere Schreibweisen:

$$pV^{\kappa} = \text{const}$$

$$Tp^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} = \text{const}$$

d.h. bei adiabatischer Expansion (sinkender Druck), sinkt auch die Temperatur.

Es wird angenommen, daß alle betrachteten Prozesse *reversibel* sind, d.h. in beiden Richtungen ablaufen können, während reale Prozesse *irreversibel* sind. In der Atmosphäre sind die Abweichungen von der Reversibilität jedoch nicht groß.

Trockenadiabatische Temperaturabnahme

Abgeschlossenes Luftpaket: keine Wärmeleitung oder Mischung mit umgebender Luft, kein Umsatz von Strahlungsenergie, keine Kondensationsprozesse

Andere Schreibweise der adiabatischen Zustandsänderung

$$\frac{\Delta T}{\Delta p} = \frac{R}{c_p} \frac{T}{p}$$

$$\Delta p = -\rho_a g \Delta z$$

Index a deutet an, daß es sich um die Dichte der umgebenden Luft handelt, nicht um die im Luftpaket.

$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = -\frac{gp}{RT_a}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = -\frac{gT}{c_p T_a}$$

Wenn $T \neq T_a$

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = -\frac{g}{c_p}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -0.98 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C} / \text{m}$$

D.h. beim Steigen eines Luftpakets Temperaturabnahme mit der Höhe von etwa 1°C pro 100 m

= *trockenadiabatischer Temperaturgradient* $\beta = - \frac{\partial T}{\partial z}$

Analog beim Sinken eines Luftpakets Erwärmung

Stabilität und Instabilität

In einem z-T-Diagramm kann man die *Hebungskurven* eines Luftpakets einzeichnen, die unterhalb des Kondensationsniveaus Geraden sind.

Demgegenüber zeigt die atmosphärische Schichtung i.a. keine so gleichförmige Temperaturabnahme mit der Höhe. Durch Vergleich der Hebungs- mit der Schichtungskurve kann man bestimmen, ob die Atmosphäre *stabil* oder *labil* geschichtet ist.

Trockenstabile Schichtung

Ist die T-Abnahme mit der Höhe geringer als β , gelangt ein aufsteigendes Luftpaket, das sich selbst ja entsprechend β abkühlt, in eine Umgebung mit wärmerer Luft. Es ist nun schwerer als die Umgebung und wird nach unten gedrückt.

Sinkt das Luftpaket unter sein Ausgangsniveau, ist es wärmer als die Umgebungsluft und es wird nach oben, wieder in Richtung Ausgangsniveau, gedrückt.

Bei trockenstabiler Schichtung dämpft die Atmosphäre daher alle Vertikalbewegungen.

Trockenlabile Schichtung

Ist die T-Abnahme mit der Höhe größer als β , gelangt ein aufsteigendes Luftpaket in kältere Umgebung. Aufgrund des Auftriebs ist es nun leichter auf die Umgebung, und es wird nach oben gedrückt. Eine begonnene Vertikalbewegung wird unter diesen Umständen verstärkt. Entsprechendes gilt auch für absinkende Bewegungen. Deshalb kann eine kleine Störung große Umwälzungen in der Atmosphäre bewirken.

Trockenindifferente Schichtung

Grenzfall, bei dem die T-Abnahme gleich σ ist. Vertikalbewegungen werden weder verstärkt noch gedämpft.

Inversion

Spezialfall: Temperatur**Z**unahme mit der Höhe. Besonders stabile Schichtung; Vertikalbewegungen werden praktisch völlig unterdrückt

Bodeninversionen bilden sich z.B., wenn der Erdboden in der Nacht durch Ausstrahlung stark abkühlt und die unterste Luftschicht durch Kontakt mit der kalten Erdoberfläche auch abkühlt, während in größerer Höhe wärmere Luftschichten lagern.

Es kommen aber in allen Höhen Inversionen vor.

Die feuchtadiabatische Temperaturabnahme

Steigt ein Luftpaket trockenadiabatisch auf, sinkt seine Temperatur und steigt seine relative Luftfeuchtigkeit.

Irgendwann, im sog. *Kondensationsniveau*, ist Sättigung erreicht und der enthaltene Wasserdampf fängt an zu kondensieren.

Dabei wird *Verdampfungswärme* frei.

Bei 100°C: $l_{wv} = 2.260 \cdot 10^6 \text{ J / kg}$

Beim Schmelzen von Eis: *Schmelzwärme*: $l_{iw} = 0.334 \cdot 10^6 \text{ J / kg}$

Verdunstet Eis: *Sublimationswärme*: $l_{iv} = l_{iw} + l_{wv}$

Fühlbare Wärme: Normale, durch Thermometer direkt meßbare, Wärme; bestimmt durch Temp.

Latente Wärme: potentielle, im Wasserdampf vorhandene Energie, die bei der Kondensation frei wird

Die latente Wärme vermag ein Luftpaket bei Kondensation aufzuheizen.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe wird deshalb oberhalb des Kondensationsniveaus geringer.

= *feuchtadiabatischer Temperaturgradient* γ

$$\frac{dT}{dz} = -\gamma = -\Gamma \frac{1 + \frac{l_{wv} s_s}{RT}}{1 + \frac{l_{wv} s_s}{c_p e_s} \frac{de_s}{dT}}$$

e_s = Sättigungsdampfdruck

s_s = spezifische Feuchtigkeit bei Sättigung

Sublimiert der Wasserdampf, ist l_{iv} anstatt l_{wv} zu verwenden.

γ ist immer kleiner als β

- Bei sehr tiefen Temperaturen kann das Luftpaket wenig Feuchte enthalten: $\gamma \ll \beta$
- Bei hohen Temperaturen ist die Abweichung deutlich, typischerweise $\gamma \approx 0.5$ bis 0.6 °C pro 100 m
- Da die Temperatur mit der Höhe abnimmt, nähert sich γ bei fortgesetzter Hebung β an.

Feuchtstabile und feuchtlabile Schichtung

Ist Sättigung erreicht, kühlt sich das Luftpaket beim Aufsteigen gemäß einer Feuchtadiabaten

Analog zum trockenadiabatischen Aufstieg lassen sich Stabilitätskriterien finden

Feuchtstabil Temperaturabnahme $< \gamma_{\text{f}}$

Feuchtindifferent Temperaturabnahme $= \gamma_{\text{f}}$

Feuchtlabil Temperaturabnahme $> \gamma_{\text{f}}$

Liegt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre zwischen γ_{f} und γ_{t} , so ist die Schichtung gleichzeitig trockenstabil und feuchtlabil

= *bedingte* oder *latente Labilität*

D.h., solange keine Kondensation auftritt, ist die Schichtung stabil.

Tritt Kondensation auf, ist sie aber labil.

Trockenlabile Schichtung tritt in der Atmosphäre fast nie auf. Sie würde sofort zu großen Umwälzungen führen. Spricht man von labiler Schichtung, meint man daher meist die *bedingte* Labilität.

Potentielle Temperatur

jene Temperatur, die erreicht würde, wenn ein Luftpaket trockenadiabatisch auf ein Bezugsniveau von 1000 hPa gebracht würde

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^k$$

mit $k = (\gamma - 1) / \gamma$

Potentielle Äquivalenttemperatur Θ_e

Definition ähnlich wie für Θ , aber die Hebung/Senkung erfolgt nun je nach Verhältnissen entlang einer Feucht/Trockenadiabaten

Hebungs- und Absinkkurven

beschreiben den Temperaturverlauf in einem Luftpaket, wenn es Vertikalbewegungen ausführt, z.B. zuerst Aufsteigen, danach Absinken

3 unterschiedliche Fälle

1. Alles kondensierte Wasser bleibt im Luftpaket (Tröpfchen fallen nicht als Niederschlag aus): Hebungs- und Absinkkurve sind identisch; Temperatur und Feuchte am Ende gleich wie zu Beginn
2. Alles kondensierte Wasser fällt aus: Hebung zuerst trocken-, danach feuchtadiabatisch; Absinken nur trockenadiabatisch; Feuchte geringer als zu Beginn, Temperatur höher
3. Ein Teil des Wassers fällt aus: Wie 2), aber ein Teil des Absinkens geschieht noch feuchtadiabatisch

Thermodynamische Diagramme

Vertikale Temperaturprofile geben Aufschluß über Stabilitätsverhältnisse in der Atmosphäre

Z.B. Temp. gegen Höhe auftragen (T-z), oder besser:

T - p

T - p^k Stüve-Diagramm: Trockenadiabaten sind Geraden

In Diagrammpapieren sind Trocken- und Feuchtadiabaten bei verschiedenen Ausgangstemperaturen als Hilfskurven eingetragen.

Dadurch lassen sich Stabilitätsverhältnisse unmittelbar ablesen.

Papiere können direkt zur Prognose verwendet werden.

Z.B. Annahme, daß Bodentemp. im Tagesverlauf gegenüber den Verhältnissen am Morgen steigt, während Temp. in größeren Höhen etwa gleich bleibt. Dadurch kann man z.B. bestimmen, ob es am Nachmittag zu Gewittern kommen wird.

Stabilität in Warm- und Kaltluftmassen

Kaltluftmassen werden meist von Norden nach Süden geführt. Sie strömen über eine wärmere Oberfläche, erwärmen sich dadurch in Bodennähe und werden *labilisiert*.

Über dem Meer wird auch Feuchte zugeführt. Es kommt zur Bildung von (Cumulus- oder Cumulonimbus-) Wolken.

Warmluftmassen strömen von Süd nach Nord über eine kälter werdende Oberfläche und werden bodennah stark abgekühlt: *Stabilisierung*.

Stabilität und Turbulenz

Bei stabiler Schichtung werden Vertikalbewegungen stark gedämpft. Auch Turbulenz ist dann kaum möglich.

In der Nacht, bei stabiler Schichtung, gibt es Turbulenz nur in unmittelbarer Bodennähe.

Tagsüber, bei neutraler (indifferenter) Schichtung (instabiler Schichtung nahe dem Boden), bildet sich u.U. hingegen relativ hochreichende Konvektion.

Absink- (Subsidenzinversion)

In H herrscht großräumiges Absinken. Durch Absinken wird eine stabile Schichtung noch stabiler, da die Luft zusammengepreßt wird, höhergelegene Luft etwas weiter nach unten bewegt wird als tiefergelegene und sich dementsprechend stärker erwärmt. Es kann zur Bildung sog. Subsidenzinversionen kommen.

D.h. im H stabile Schichtung, wenig Tendenz zur Wolkenbildung. Außerdem sinkt durch das Absinken die rel. Feuchte (Wolkenauflösung).

Im T herrscht Aufsteigen, Stabilität wird herabgesetzt, Tendenz zur Wolkenbildung.

5. WASSER IN DER ATMOSPHÄRE

5.1. Kondensationsprozesse

Kondensation, wenn Dampfdruck den Sättigungsdampfdruck überschreitet

Verdunstung, wenn $e < e_s$

Im Wasserdampf sind die Moleküle nicht aneinander gebunden, in flüssigem Wasser oder Eis schon.

Bei der Verdunstung muß die Bindungsenergie der Wassermoleküle überwunden werden, d.h. es ist Energiezufuhr notwendig (Verdampfungswärme).

In einem Tropfen haben Oberflächenmoleküle weniger Nachbarmoleküle, sind schwächer gebunden als Moleküle auf einer ebenen Wasseroberfläche und verdampfen daher leichter.

Der Sättigungsdampfdruck über einer gekrümmten Oberfläche ist daher größer als über einer ebenen.

Es muß Übersättigung herrschen, damit Wasser auf einem kleinen Tropfen kondensieren kann. Je kleiner die Tropfen, desto größer muß die Übersättigung sein.

Tropfenradius (③m)	Rel. Feuchte bei Sättigung (10°C)
0.001	314
0.01	112.1
0.1	101.15
1	100.11
10	100.011
100	100.001

Homogene Kondensation

Spontane (oder homogene) Kondensation erfolgt an immer in der Luft vorhandenen Ionen (erzeugt durch kosmische Strahlung oder Radioaktivität) bei 500-800 % rel. Feuchte

Die Bildung von kleinen Tropfen wäre damit in der Atmosphäre kaum möglich

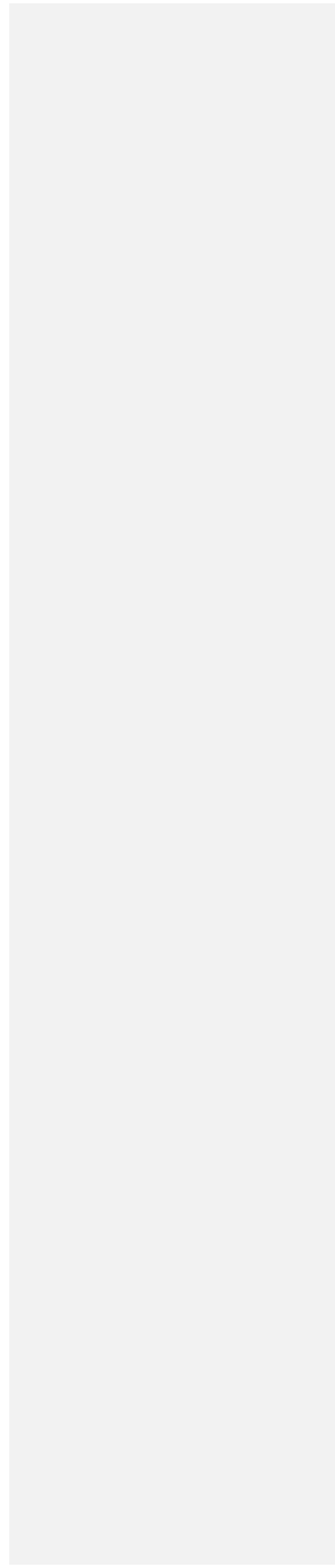
Heterogene Kondensation

Bildung von Tropfen erfolgt an sog. *Kondensationskernen*. Diese haben molekulare Struktur, die derjenigen des Wassers ähnlich ist. D.h., von Beginn an sind größere "Tropfen" vorhanden, an denen Kondensation erfolgen kann.

Kondensationskerne sind hygroscopische Teilchen, d.h. lösbar in Wasser, z.B. NaCl in wässriger Lösung; künstlich: AgI

Einführung in die Meteorologie

Timo Rappenhoener



Über Lösungen ist der Sättigungsdampfdruck herabgesetzt, d.h. Kondensation wird "erleichtert".

Wachsen die Tropfen, wird die Lösung verdünnt und der Effekt verschwindet.

Sättigungsdampfdruck über einem Tropfen Lösung ist Kombination aus Krümmungseffekt (Erhöhung von e_s) und Lösungseffekt (Verringerung von e_s).

$$\frac{e_{sr}}{e_s} = 1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3}$$

Sehr kleine Tropfen: Lösungseffekt dominiert

Kleine Tropfen: Erhöhung von e_s durch Krümmungseffekt

Große Tropfen: Beide Effekte vernachlässigbar

Darstellung in sog. *Köhler-Diagrammen*

Wie groß Tropfen werden können, hängt von der maximalen Übersättigung in der Köhler-Kurve ab.

Sehr kleine Tropfen bilden sich auch schon unterhalb von 100% Luftfeuchte = *Dunstbildung*.

In reiner Luft: < 1000 Kondensationskerne / cm^3

In verschmutzter Luft: bis $> 100\,000$ Kerne / cm^3

Typen von Kondensationskernen:

Aitken-Kerne: Radius zwischen $5 \cdot 10^{-3}$ und $2 \cdot 10^{-1}$ \AA m

Große Kerne: Radius zwischen $2 \cdot 10^{-1}$ und 1 \AA m

Riesenkerne: Radius größer als 1 \AA m

Für Bildung von großen Tropfen ist relativ viel Zeit nötig (bis zu mehreren Stunden), während sich kleine Tropfen in Sekundenbruchteilen bilden.

Wolkentropfen etwa 2-10 \AA m

Nieselregen etwa 100 \AA m

Regentropfen etwa 1000 \AA m

Große Tropfen entstehen nicht nur durch Kondensation (würde zu lange dauern).

Bildung von Eis

Reines Wasser kann deutlich unter 0°C abgekühlt werden ohne zu frieren (*homogene Nukleation*)

Zum Gefrieren sind Kerne nötig (*heterogene Nukleation*)

Zahl der Eiskerne ist viel niedriger als die der Kondensationskerne. Zwischen 0°C und -32°C ist nur etwa 1 Eiskern / m^3 vorhanden. Bei tieferen Temp. können zusätzliche Partikel als Eiskerne wirken.

Kleine Tröpfchen gefrieren erst bei tieferen Temp. als größere, da es unwahrscheinlicher ist, daß sich einige Wassermoleküle zu einer stabilen Konfiguration zusammenlagern.

Unterkühlung von flüssigem Wasser ist in der Atmosphäre normal:

normalerweise bis -10°C , aber bis -35°C möglich.

Die Bindung der Moleküle ist im Eis fester als im flüssigen Wasser. Deshalb ist der Sättigungsdampfdruck über Eis niedriger als über unterkühltem Wasser.

Maximale Differenz zwischen e_{si} und e_{sw} bei -12°C , relativer Unterschied wächst aber auch bei tieferen Temp. an.

Es kann gleichzeitig Übersättigung über Eis und keine Sättigung über flüssigem Wasser bestehen. D.h. Wasser kann von flüssigen Oberflächen verdunsten und auf Eis sublimieren.

Wolken, die Eiskristalle und Tropfen enthalten sind nicht stabil. Es wachsen die Eiskristalle auf Kosten der Tropfen.

Da es relativ wenige Eiskerne gibt, bilden sich verhältnismäßig wenige Eiskristalle; diese können daher auch viel größer werden als Wassertropfen.

Die Form der Eiskristalle hängt vor allem von der Temp. und dem Grad der Übersättigung ab.

Niederschlagsauslösung

1. e_s über kleinen Tropfen größer als über großen: große wachsen auf Kosten der kleinen
2. $e_{si} < e_{sw}$: Eiskristalle wachsen auf Kosten der Wolkentropfen
3. Große Tropfen fallen schneller als kleine: sie kollidieren und schmelzen zusammen (*Koaleszenz*)
4. Eiskristalle sind größer als Wolkentropfen und fallen schneller: *Koagulation* zwischen Eiskristallen und Wolkentropfen
5. Wolkentropfen sind elektrisch geladen: entgegengesetzte Ladungen ziehen einander an: Koaleszenz

Alle diese Prozesse können zusammenwirken und sind in unterschiedlichen Wolken unterschiedlich wichtig.

In Wolken mit großer Vertikalerstreckung ist meist die Niederschlagsbildung über Eiskristalle wichtiger, da sie schneller vor sich geht.

Künstliche Niederschlagsbildung: es werden zur Niederschlagsauslösung fehlende Faktoren ergänzt, z.B. Einbringung von Silberjodid als Kondensationskerne

Bedingungen, unter denen es zur Niederschlagsbildung kommen kann

Zur Kondensation muß Sättigung eintreten, d.h. die Temperatur muß unter den Taupunkt fallen

1. Hebung der Luft

- a) Konvektion: Bildung von Cumuluswolken
- b) dynamische Turbulenz: Bildung einer dünnen Stratocumulusdecke
- c) Wellenprozesse
- d) Vertikalbewegungen in relativ dünnen Schichten
- e) Strömung über ein Hindernis (z.B. eine Bergkette): orographische Wolken
- f) Labilisierung einer Luftschicht durch Kaltluftadvektion in darüberliegender Schicht
- g) Ausstrahlung von einer Dunstschicht führt zur Abkühlung der Oberseite und Labilisierung
- h) Aufgleiten der Luft über eine kältere Luftmasse an einer Front
- i) Allgemeine Hebung in einem T und einhergehende Labilisierung

2. Abkühlung der Luft nahe der Erdoberfläche

In der Nacht Strahlungsabkühlung der Erdoberfläche (besonders in klaren Nächten)

Dadurch auch Kühlung der bodennahen Luftschichte und Bildung von *Strahlungsnebel*

Ähnliches geschieht auch, wenn eine warme Luftmasse über eine kältere Oberfläche geführt wird, z.B. vom warmen Land übers kalte Meer

3. Mischung zweier Luftmassen

e_s steigt mit der Temp., Form der Kurve ist konkav

Mischen sich zwei Luftmassen unterschiedlicher Temp., die beide nahe der Sättigung sind, so kann die resultierende Luftmasse e_s überschreiten

5.2. Dunst und Nebel

Dunst

Trockener Dunst: entsteht durch Streuung des Lichts an festen Teilchen; insbesondere in Industriegebieten

Feuchter Dunst: Auch bei relativen Feuchtigkeiten unter 100% kommt es zur Kondensation von sehr kleinen Tröpfchen, die dann nicht mehr weiterwachsen können.

Blaues Licht wird stärker gestreut als rotes; Dunst erscheint bläulich, Sonne dagegen rötlich

Nebel

Bei relativer Feuchtigkeit von 100% bildet sich Nebel

Tropfenradius von 5 (leichter Nebel) bis 20 μm (dichter nässender Nebel)

Nebeltropfen sind so groß, daß Licht aller Wellenlängen gleich gestreut wird

Im nicht nässendem Nebel sind die Tropfen so klein, daß sie der Bewegung der Luft folgen

Kein prinzipieller Unterschied zwischen Wolken und Nebel, aber Nebel hat Bodenkontakt

Nebel entsteht nicht durch Hebung der Luft, sondern meist durch Ausstrahlung oder Abkühlung über einer kalten Bodenoberfläche

Nebelarten

Strahlungsnebel

Abkühlung des Erdbodens und der bodennahen Luftschicht durch Ausstrahlung

Besonders in Niederungen, Talsenken, wo die Ausstrahlung besonders groß ist; klare lange Nächte im Winter; geringe Windgeschwindigkeiten

Strahlungsnebel wächst im Lauf der Nacht vom Boden (Bodennebel) in die Höhe

Tagsüber kann sich nicht allzu dichter Nebel durch Erwärmung der Bodenoberfläche von unten her auflösen; ist er vom Boden abgehoben = Hochnebel

Ist die Nebelbildung stark, kann die Oberseite des Nebels durch Ausstrahlung zusätzlich abkühlen und sich Wolken bilden: intensivere Form des Nebels

Advektionsnebel

Feuchte Luft wird über einer kalten Oberfläche abgekühlt

Führt zur intensivsten Nebelbildung

Wo kaltes Wasser aufquillt, bildet sich oft intensiver Nebel (z.B. vor der Küste von Peru)

Orographischer Nebel (Hangnebel)

entsteht durch Aufsteigen der Luft an einem Hang

bei stabiler Schichtung bildet sich Nebel, bei labiler Wolken und eventuell Regenschauer

Frontnebel

Fallen Regentropfen aus einer warmen Luftmasse in eine darunterliegende kalte, können sie verdunsten und der kalten Luft Feuchtigkeit zuführen: Bildung von Nebel wird möglich

Vor allem bei Warmfronten

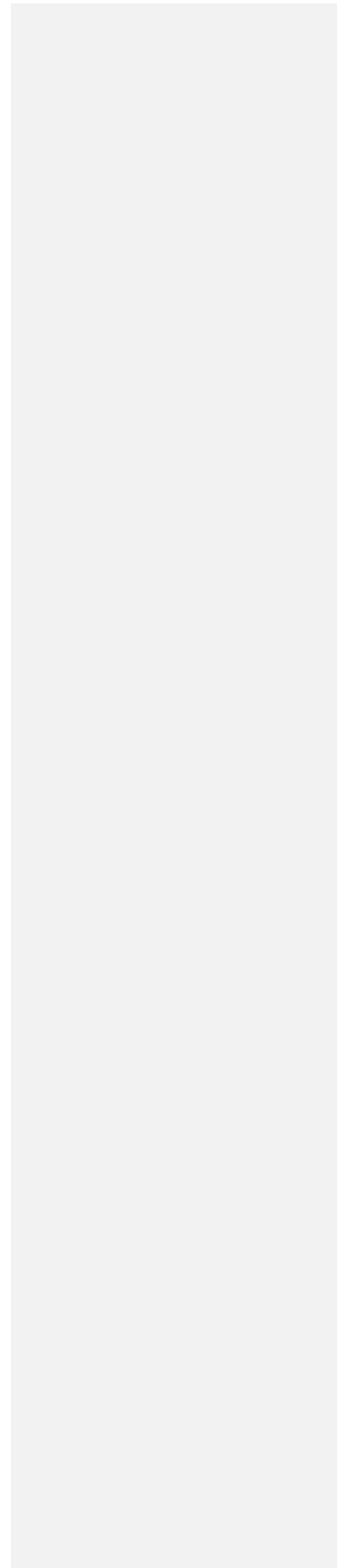
Seerauch

Streicht sehr kalte Luft über warme Wasseroberfläche, verdunstet viel Wasser

Durch Erwärmung von unten: Labilisierung: kann bei Vorhandensein einer Inversion zu intensiver Konvektion und Durchmischung unterhalb der Inversion führen: Nebelbildung

Einführung in die Meteorologie

Timo Rappenhoener



5.3. Wolken

Wolken verraten viel über den Zustand der Atmosphäre, insbesondere über die herrschenden Stabilitätsverhältnisse

Wolken sind ein Phänomen der Troposphäre (mit Ausnahme der seltenen stratosphärischen Wolken)

Die Wolkenuntergrenze kann nahe der Erdoberfläche liegen, aber auch nahe der Tropopause

Wolken entstehen fast immer durch Hebung der Luft

Ihre Vertikalerstreckung hängt von der Intensität und dem Vertikalbereich der Hebung ab

WMO: Wolkenatlas

tiefe Wolken	0 - 2 km
mittelhohe Wolken	2 - 7 km
hohe Wolken	5 - 13 km
Wolken mit großer Vertikalerstreckung	0 - 13 km

- a Haufenwolken, überwiegend vertikale Erstreckung
- b Schichtwolken, Schichten oder Wolkenballen
- c Schleierartige oder faserige Wolken

1. Hohe Wolken

Cirrus (Ci)	c
Cirrocumulus (Cc)	b
Cirrostratus (Cs)	c

2. Mittelhohe Wolken

Alto cumulus (Ac)	a und b
Altostratus (As)	b

3. Tiefe Wolken

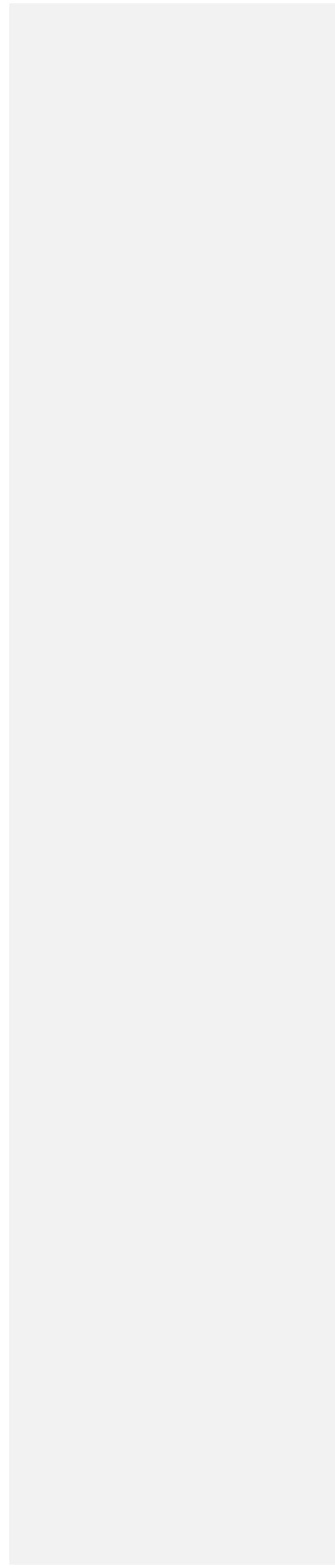
Strato cumulus (Sc)	a und b
Stratus (St)	b

4. Wolken mit großer Vertikalerstreckung

Nimbostratus (Ns)	a
Cumulus (Cu)	a
Cumulonimbus (Cb)	a

Einführung in die Meteorologie

Timo Rappenhoener



Die Bewölkung ist ein wichtiger meteorologischer Faktor, der den Strahlungshaushalt maßgeblich bestimmt.

Bewölkung wird üblicherweise in *Achtel der Himmelsbedeckung* angegeben (in der Klimatologie in Zehntel)

Wolkenhöhe: Bestimmung z.B. mittels Ballonaufstieg (optisch) oder mittels Lidar (Höhe, wo Reflexion erfolgt)

Meteorologische Satelliten

Satellitentypen:

- 1) Polarbahnsatelliten: Höhe von ca. 850 km, Umlaufzeit von knapp 2 Stunden, sieht einen Streifen von 2000 bis 3000 km, tastet die Erde streifenförmig ab
- 2) Geostationäre Satelliten: Höhe von ca. 36000 km über dem Äquator, Umlaufzeit von 24 Stunden, steht daher scheinbar über einem Ort der Erdoberfläche, beobachtet Kugelhaube von ca. 60°N und 60°S

Aufgaben von Satelliten

- 1) liefern flächendeckende Bilder der Bewölkung: klassisches Aufgabengebiet
- 2) liefern Daten aus der Atmosphäre, z.B. über Windverhältnisse, Temperaturen, Wellenhöhen über dem Meer, etc.

Satellitenbilder

1) VIS-Bilder

Intensität der reflektierten Sonnenstrahlung im sichtbaren Spektralbereich

Objekte mit hohem Reflexionsvermögen erscheinen im VIS-Bild hell (z.B. Schnee, Eis, Wolken), andere dunkel (z.B. Land, Wasser)

Nachteil: nur bei Tag verfügbar

2) IR-Bilder:

im infraroten Bereich zw. 10 und 12 μm

Je kälter das Objekt, desto heller im Bild, je wärmer desto dunkler

Wolken in großer Höhe sind kalt und damit sehr hell

Nebel hat ungefähr gleiche Temperatur wie Erdoberfläche und geht im IR-Bild "verloren"

Tag und Nacht verfügbar

3) WV (Water Vapour)-Bilder:

Entstehen durch Messungen in und außerhalb der Absorptionsbanden von Wasserdampf

Zeigen Intensität der Strahlung, die der Wasserdampf in 5 bis 10 km Höhe emittiert

Windmessungen

Aus der Beobachtung der Verlagerung von Wolken von einem Bild zum nächsten

Nachteile: funktioniert nur wo Wolken, Wolken müssen in aufeinanderfolgenden Bildern wiederentdeckt werden

Vertikalprofile von Gaskonzentrationen

Durch Messungen in mehreren "Kanälen" innerhalb von Absorptionsbanden sieht ein Satellit unterschiedlich tief in die Atmosphäre hinab. Dadurch können die Konzentrationen von Spurenstoffen (z.B. Ozon) errechnet werden. WV-Bild ist auch ein Beispiel.

Vertikalprofile der Temperatur

Funktioniert ähnlich wie für Gaskonzentrationen

Vorteil: hohe räumliche und zeitliche Auflösung

Nachteil: noch relativ ungenau

6. ATMOSPHERISCHE ELEKTRIZITÄT

Ionisation

Kurzwellige Strahlung und Partikelstrahlung können Elektronen aus den Hüllen der Atome der Luftmoleküle losreißen:

Es bilden sich Ionen (positives Molekül, negatives Elektron)

Um die Ionen lagern sich andere Luftmoleküle (ca. 30): sog. *Kleinion*

Oder Anlagerung an Staubteilchen: sog. *Großion*

Ca. 500 Kleinionen pro cm^3

In einem elektrischen Feld (z.B. zwischen zwei Kondensatorplatten) fangen die Ionen an zu wandern;

Leitfähigkeit wächst mit Ionenzahl und der Beweglichkeit der Ionen

Steigt die Feldstärke, wandern die Ionen schneller: höhere Stromstärke (bis zu Sättigung, wenn die Neuproduktion von Ionen nicht mehr ausreicht, um genügend "Nachschub" zu liefern

Ab einer kritischen Feldstärke steigt die Stromstärke steil an: *Stoßionisation*: Ionen werden so schnell, daß sie beim Zusammenstoß mit Molekülen diese ionisieren können

Rekombination von +Ion und Elektron führt zu Leuchterscheinungen: sog. *St. Elmsfeuer* (Büscheln von Licht, ausgehend von spitzen Gegenständen, begleitet von Knistern) oder *Blitz*

Luftelektrische Hauptelemente:

- elektrische Feldstärke
- Leitfähigkeit der Luft
- Vertikalstrom

Trotz Ionen ist die spezifische Leitfähigkeit der Luft relativ gering (etwa $2.5 \cdot 10^{-14} \text{ } \ominus^{-1} \text{ m}^{-1}$) und der Vertikalstrom ebenso ($3 \cdot 10^{-12} \text{ Am}^{-2}$).

Typische Feldstärke: 100 V/m

Typische Geschwindigkeit der Kleinionen: 1 cm/s

Im Vergleich zur Luft sind alle festen Gegenstände gute Leiter: alle geerdeten Gegenstände haben daher das gleiche Potential (z.B. Häuser, Bäume, etc.)

Die Äquipotentialflächen sind immer parallel zur Erdoberfläche

Um spitze Gegenstände sind die Flächen sehr dicht, die Feldstärke daher sehr hoch: im Extremfall St. Elmsfeuer

Schönwetterfeld der Erde

Die Erde ist negativ geladen, die Atmosphäre im Durchschnitt positiv

In großen Höhen werden viele Ionen produziert und sie haben hohe Beweglichkeit: d.h., die Luft leitet dort sehr gut (*Ionosphäre, sog. Ausgleichsschicht, ca. 70 km*). In der Ionosphäre werden Spannungsdifferenzen in kurzer Zeit weltweit ausgeglichen

Zwischen negativ geladener Erdoberfläche und positiv geladener Ausgleichsschicht besteht eine Potentialdifferenz

Potential der Ausgleichsschicht: 200-400 kV

Die Potentialdifferenz verursacht elektr. Strom, sog. *Vertikalstrom*

Dieser würde die bestehende Potentialdifferenz innerhalb einer Stunde ausgleichen

Generator muß die Differenz daher ständig aufrechterhalten: Gewitter

Gewitter

Schichtung bis in große Höhen feuchtlabil, warme und feuchte Luft, Bildung einer Cumulonimbuswolke (hohe Vertikalerstreckung), Regen, Schnee oder Hagel

Über Land tagsüber am labilsten, über Meer bei Nacht

- Wärmegewitter (innerhalb einer Luftmasse)
- Frontgewitter
- orographische Gewitter
- Konvergenzgewitter

Stärkste Aufwinde im vorderen Bereich der Wolke (bei Wärmegewitter), im hinteren Bereich ist Konvektion weniger intensiv (wegen Abschattung, Abkühlung durch Regen)

Gewitterwolken sind sehr hoch, stoßen oft an die Tropopause

Ladungsverteilung

meist oben positiv, unten negativ, manchmal weiteres kleines positives Gebiet unten

Übergang zwischen + und - etwa dort, wo Wasser in Eis übergeht

Entladung durch Blitze

Gewittertheorie

Blitze sorgen ständig für Entladungen

Irgendein Prozeß muß daher die Ladungsverteilung bilden und aufrechterhalten

Mehrere konkurrierende Prozesse, die unterschiedlich wichtig sein können

Regentropfen wird im elektr. Feld polarisiert, d.h. Oberseite -, Unterseite + geladen

Tropfen ziehen beim Fallen Ionen an, unten mehr - als oben +

Aufbau von negativer Ladung an Wolkenunterseite

Graupelkörner werden ebenfalls polarisiert

Beim Fallen stoßen sie mit kleineren Tropfen zusammen, welche die + Ladung wegführen, während - Graupelkorn weiter nach unten fällt

Erklärung der manchmal auftretenden positiven Ladung im unteren Bereich:

Zersplitterung von Tropfen bei heftigen Aufwinden und Turbulenz

Kleinere Tropfen sind -, größere + geladen

Blitze

Entladungen zwischen Wolke und Erdboden oder innerhalb der Wolke

Zur Entladung sind sehr hohe Feldstärken notwendig (über 10^6 V/m);

diese kommen normalerweise nie vor

Bildung des Blitzes geschieht daher in Schritten:

1. mehrere Vorentladungen von Wolke in Richtung Erdboden
2. Bildung eines Blitzkanals (Stoßionisation)
3. Hauptentladung

Spannungsabfall: etwa $20 \cdot 10^6$ V

Stromstärke: 20000 A, aber nur sehr kurz

Blitze führen der Erde meist negative Ladung zu, der Atmosphäre positive

Blitze wirken als Generator, um das elektr. Schönwetterfeld der Atmosphäre aufrechtzuerhalten

Dabei sind alle Blitze auf der gesamten Erde entscheidend, da sich die Ladungsverteilung auf der Erde und innerhalb der Ausgleichsschicht weltweit rasch ausgleicht

Die elektrische Feldstärke des Schönwetterfeldes schwankt mit der Anzahl der weltweit gleichzeitig auftretenden Gewitter

7. ATMOSPHERISCHE OPTIK

Lichtbrechung (Refraktion)

- Wenn Licht von einem Medium ins andere übergeht, wird es gebrochen
- Die Brechung ist vom sog. *Brechungsindex* abhängig
- Dichtere Luft hat einen höheren Brechungsindex als dünnere
- Von oben schräg einfallendes Licht wird in der Atmosphäre normalerweise zum Lot hin gebrochen
- Man kann deshalb weiter sehen als es dem geometrischen Horizont nach zu erwarten wäre
- Die Krümmung der Lichtstrahlen ist jedoch normalerweise nicht stark, der Krümmungsradius ist 7-8 mal dem Erdradius
- Die Refraktion ist in Horizontnähe am stärksten
- Wenn ein Himmelskörper scheinbar am Horizont liegt, ist er in Wirklichkeit bereits untergegangen
- Bei Inversionen ist die Dichteabnahme mit der Höhe besonders stark, Refraktion daher ebenso
- Bei besonderen Luftschichtungen, können mehrere Bilder desselben Objektes den Beobachter erreichen
- Untere Luftspiegelung: Dichte nimmt mit Höhe zu; betrachtet man von oben, gibt es Totalreflexion (z.B. Himmel spiegelt sich über heißem Asphalt)

Regenbogen

- entsteht, wenn Regen durch Sonne beleuchtet wird
- Zentrum des Bogens ist der Gegenpunkt der Sonne
- innerer (primärer) Bogen: Radius 40-42°
- äußerer (sekundärer) Bogen: Radius 51-54°
- Regenbogen kann daher nur bei relativ tief stehender Sonne gesehen werden (außer man kann nach unten blicken, z.B. bei Wasserfall)
- primärer Bogen entsteht durch Einfachreflexion in Tropfen, sekundärer durch Doppelreflexion

Halo

- farbige oder nichtfarbige Ringe, Bogen, Lichtflächen oder -punkte am Himmel
- häufig z.B. 22°-Ring oder Nebensonnen
- Entstehung durch einfach geformte Eiskristalle (z.B. Eisplatten, Säulen oder Flaschenprismen), die in der Luft ähnlich orientiert schweben

8. BEWEGUNGSGESETZE

8.1. Die Gradientkraft

Luftdruckunterschiede in der Umgebung eines Luftpakets bewirken eine Kraft \mathbf{G} , die sog. *Gradientkraft*, die vom höheren zum niedrigeren Luftdruck gerichtet ist. Sie steht somit stets senkrecht auf die Isobaren.

$$G_n = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

n = Koordinate in Richtung des Druckgradienten

$$\vec{G} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

In der Vertikalen wird die Gradientkraft stets durch die Schwerkraft kompensiert (hydrostatische Grundgleichung). Sie ist deshalb unwichtig; als Gradientkraft bezeichnet man daher nur die horizontale Komponente.

Die horizontale Komponente der Gradientkraft ist um mindestens Faktor 1000 kleiner als die vertikale. Trotzdem ist sie die treibende Kraft, welche die atmosphärischen Strömungen in Gang setzt.

Liegen die Isobaren in einer Wetterkarte dicht, ist die Gradientkraft groß, liegen sie weit auseinander, ist sie klein.

8.2. Die Corioliskraft

In der Atmosphäre wehen die Winde nicht vom H zum T, wie dies aufgrund der Gradientkraft zu erwarten wäre. Schuld daran ist die ablenkende Wirkung der *Corioliskraft*.

Die Corioliskraft ist eine Scheinkraft aufgrund der Rotation der Erde.

Scheinkräfte entstehen, wenn man sich auf ein Koordinatensystem bezieht, das sich beschleunigt bewegt oder rotiert. Bezieht man sich auf ein im All ruhendes Koordinatensystem würden diese Kräfte verschwinden.

Infolge der Rotation entsteht zunächst die *Zentrifugalkraft*. Sie zieht Masse von den Polen zum Äquator. Erde ist daher keine Kugel, sondern abgeplattetes Rotationsellipsoid. Alle Niveauflächen des Ozeans oder der Atmosphäre haben sich darauf eingestellt (g abhängig von der geographischen Breite).

Auf bewegte Luftpakete wirkt eine weitere Kraft, die Corioliskraft.

Analogon: Ball, der auf einer sich drehenden Scheibe rollt.

Bewegt sich Luftpaket längs Breitenkreis nach Osten, ist es in seiner Rotation schneller als ein Punkt auf der Erdoberfläche. Die Zentrifugalkraft führt das Paket in Richtung Äquator.

Bewegt sich das Paket nach Westen, ist es langsamer als Erdoberfläche und wird vom Äquator weggetrieben.

Bewegt sich das Paket vom Äquator nordwärts, wird es relativ zur Erdoberfläche nach Osten abgelenkt, da die Geschwindigkeit der Erdrotation vom Äquator zum Pol abnimmt.

Generell gilt: Die Corioliskraft wirkt immer senkrecht auf die Bewegungsrichtung, und zwar auf der Nordhalbkugel nach rechts von der Bewegungsrichtung, auf der SH nach links.

Die Größe der Corioliskraft hängt von der Winkelgeschwindigkeit ω der Erdrotation ab. Für Bewegungen parallel zur Erdoberfläche ist die Vertikalkomponente entscheidend. Sie ist am Äquator Null und erreicht am Pol ihren Maximalwert.

Coriolisparameter

$$f = 2\Omega \sin \varphi$$

$$\odot = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Corioliskraft

$$C = fv$$

Die Corioliskraft ist am Pol am stärksten, am Äquator am schwächsten.

8.3. Bewegungsgleichungen und geostrophischer Wind

Die Summe der auf ein Luftpaket einwirkenden Kräfte bewirkt seine Beschleunigung.

Die 3-d Bewegungsgleichung für eine Einheitsmasse lautet:

$$\frac{d\vec{v}_3}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_3 p - 2\vec{\Omega}_3 \times \vec{v}_3 + \vec{g}_3 + \vec{F}_3$$

Dies ist eine Vektorgleichung für alle drei Windkomponenten.

Linke Seite:

Änderung der Geschwindigkeit = Beschleunigung

Rechte Seite:

1. Term: Gradientkraft
2. Term: Corioliskraft
3. Term: Schwerkraft
4. Term: Reibungskraft (nur in der bodennahen Luftschicht sehr wichtig)

Die Gleichung ist prognostisch. D.h., wenn man den Wind und die Kräfte auf der rechten Seite zu einem bestimmten Zeitpunkt kennt, kann man den Wind zu einem späteren Zeitpunkt vorhersagen. Gemeinsam mit den Gleichungen der Thermodynamik bildet diese Gleichung die Grundlage für die *Wetterprognose*.

Hydrostatische Grundgleichung und geostrophischer Wind

Vernachlässigt man die Reibungskraft und eine kleine Komponente der Corioliskraft, die aus der Vertikalbewegung resultiert, ergibt sich für den horizontalen Wind

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - f\vec{k} \times \vec{v}$$

(\vec{k} = vertikaler Einheitsvektor)

und für den vertikalen Wind

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Die Terme auf der linken Seite (d.h. die Beschleunigungen) sind viel kleiner als die Terme auf den rechten Seiten der beiden Gleichungen, d.h. die verschiedenen Kräfte auf der rechten Seite balancieren einander größtenteils und bewirken nur eine kleine Nettobeschleunigung.

Für den Vertikalwind gilt das insbesondere, d.h., daß die Schwerkraft fast vollständig von der Gradientkraft kompensiert wird. Setzt man $dw/dt=0$, ergibt sich die hydrostatische Grundgleichung

$$\partial p = -g\rho\partial z$$

Setzt man die Beschleunigung in der Gleichung für den horizontalen Wind Null, ergibt sich eine Balance zwischen der Gradientkraft und der Corioliskraft, der sogenannte *geostrophische Wind*:

$$\vec{v}_g = -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} p \times \vec{k}$$

In natürlichen (normal zur Strömung orientierten) Koordinaten

$$v_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n}$$

Der geostrophische Wind weht parallel zu den Isobaren mit den niedrigeren Luftdruckwerten auf der linken Seite (auf der NH). In der freien Troposphäre (oberhalb der Grenzschicht), wo die Reibung vernachlässigbar ist, stellt er eine gute Approximation an den tatsächlichen Wind dar.

Folgerungen:

- Aus einer Höhenwetterkarte mit eingezeichneten Isobaren kann man recht genau auf Windrichtung und -geschwindigkeit schließen.
- Der geostrophische Wind verursacht keinen Druckausgleich. Das ist im Gegensatz zu den Verhältnissen im Labor, wo ein Gas stets vom hohen zum tiefen Druck strömt.
- Die Ursache dafür liegt in der betragsmäßig kleinen Corioliskraft. Sie muß eine lange Zeit wirken können, um die Strömung beeinflussen zu können.
- Auch in der Meteorologie ist der geostrophische Wind nur bei großräumigen Bewegungen eine gute Approximation, bei kleinräumigen Zirkulationssystemen ist die Corioliskraft unwichtig, daher kein geostrophischer Wind.

8.4. Der Gradientwind

Der geostrophische Wind gilt nur für gänzlich unbeschleunigte, d.h. geradlinige Bewegung. Die Isobaren in T und H sind aber gekrümmt. D.h. es tritt eine Zentrifugalkraft hinzu.

Annahme: isobarenparallele Strömung um kreisförmiges H bzw. T, stationäre Verhältnisse

Bei Strömung um ein T wirkt die Zentrifugalkraft der Gradientkraft entgegen, bei Strömung um ein H wirken Gradientkraft und Zentrifugalkraft in dieselbe Richtung.

Die Geschwindigkeit des *Gradientwinds* ist auf der NH bei gleichem Isobarenabstand bei zyklonaler Strömung (um T) niedriger, bei antizyklonaler (um H) höher als bei geradliniger Bewegung (geostrophischer Wind).

$$v_G = -\frac{fR_t}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 R_t^2}{4} - \frac{R_t}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

R_t = Krümmungsradius ($R_t < 0$ für antizyklonale Krümmung)

Da der Wurzelausdruck nicht negativ sein darf, ergibt sich für antizyklonale Krümmung

$$|R_t| \geq \frac{4V_g}{f}$$

Mit abnehmendem Krümmungsradius muß also auch der Druckgradient geringer werden, d.h. im Zentrum einer Antizyklone herrschen geringe Druckgradienten.

Weiters gilt

$$\frac{v_g}{v_G} = 1 + \frac{v_G}{fR_t}$$

- Der Gradientwind strömt längs der Isobaren.
- Um ein T erfolgt die Zirkulation gegen den Uhrzeigersinn, d.h. zyklonal (auf der NH).
- Um ein H erfolgt die Zirkulation im Uhrzeigersinn, d.h. antizyklonal (auf der NH).
- Bei gegebenem Isobarenabstand ist die Windgeschwindigkeit bei zyklonaler Strömung niedriger als bei antizyklonaler.
- Die Windgeschwindigkeit muß im inneren Teil einer Antizyklone niedrig sein.

Der Einfluß der Reibung

In Bodennähe ist die Reibung nicht mehr vernachlässigbar. Die Reibungskraft steht senkrecht auf den Differenzvektor zwischen geostrophischem und wahren Wind.

Die Reibung bewirkt

- 1) eine Abbremsung des Windes.
- 2) eine Ablenkung in Richtung auf den tieferen Luftdruck

D.h., wenn Reibung wirksam ist, strömt die Luft nicht mehr isobarenparallel, sondern in Richtung auf das T. Die Arbeit, die zur Überwindung der Reibung notwendig ist, stammt aus der Gradientkraft.

Da die Reibung über rauhen Oberflächen (über Land) stärker ist als über glatten (über Meer), ist dort auch die Ablenkung von der Richtung der Isobaren stärker.

Über Land beträgt die Ablenkung ca. 20-40°.

Erst durch Reibung kommt es bei großräumigen Luftbewegungen zu einem Druckausgleich. Dieser führt zu einem Auffüllen von T sowie zu einem Ausströmen und Druckabfall im H.

Thermischer Wind

Die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe wird als thermischer Wind bezeichnet

= Differenzvektor zwischen geostrophischem Wind in zwei verschiedenen Höhen

Der thermische Wind verläuft parallel zu den Isothermen der Mitteltemperatur in der dazwischenliegenden Schicht, wobei die kältere Luft zur linken Seite liegt.

3 Fälle:

1. Isothermen parallel zu den Isobaren (und den Isohypsen ϑ) und kältere Luft auf der Seite des tieferen Luftdrucks: Windgeschwindigkeitszunahme ohne Richtungsänderung
2. Wie 1., aber kältere Luft auf der Seite des höheren Luftdrucks: Windgeschwindigkeitsabnahme
3. Schneiden die Isothermen und die Isobaren einander, dreht die Windrichtung mit der Höhe; außerdem erfolgt Warmluftadvektion (WLA) oder Kaltluftadvektion (KLA), d.h. unterschiedlich temperierte Luftmassen werden herangeführt

8.5. Strömungsmuster

Es gibt 4 grundsätzliche Strömungsmuster, aus denen sich komplexere Muster zusammensetzen:

1. Translation: geradlinige Stromlinien, Form eines Luftpakets bleibt erhalten
2. Deformation: Formänderung eines Luftpakets durch Scherung oder Streckung
3. Divergenz und Konvergenz:
Divergenz = Anwachsen des horizontalen Querschnitts eines Luftpakets
Konvergenz = Schrumpfen des horizontalen Querschnitts eines Luftpakets
4. Rotation (Vorticity):
zyklonal = gegen den Uhrzeigersinn
antizyklonal = im Uhrzeigersinn

Kontinuitätsgleichung

Masse kann weder erzeugt noch vernichtet werden.

Betrachtet man den Massenfluß durch ein bestimmtes Volumen, so muß der Nettofluß, d.h. die Differenz zwischen Einströmen und Ausströmen von Masse durch die Seiten, gleich sein der Massenakkumulation innerhalb des Volumens.

Da sich Masse innerhalb eines bestimmten Volumens nicht beliebig anreichern kann, wird horizontale Konvergenz / Divergenz durch vertikale Divergenz / Konvergenz ausgeglichen.

Das ist Inhalt der *Kontinuitätsgleichung*

$$\nabla_p \cdot \mathbf{v} = -\frac{\partial w}{\partial z}$$

Die linke Seite beschreibt die (quasi horizontale) Konvergenz / Divergenz auf einer Druckfläche.

Die rechte Seite beschreibt die Änderung der Vertikalgeschwindigkeit mit der Höhe, also die vertikale Konvergenz / Divergenz.

Konvergenz / Divergenz in H / T

In Bodennähe erfolgt Einströmen in T, Ausströmen von H

Erklärung: Strömung quer zu den Isobaren durch Reibung

Das wird in T durch Aufsteigen, in H durch Absinken ausgeglichen

In großen Höhen (etwa in 10 km) gibt es wiederum eine Gegenströmung, welche die vertikale Divergenz / Konvergenz ausgleicht

Am Boden sowie am "oberen Rand" der Atmosphäre muß die Vertikalbewegung Null sein.

Der vertikale Wind erreicht in den mittleren Schichten der Atmosphäre gewöhnlich sein Maximum.

Vertikalgeschwindigkeiten in H bzw. T betragen einige cm / s.

Da diese (geringen) Geschwindigkeiten über großen Gebieten auftreten, sind sie dennoch wichtig für das Wetter.

D.h. Aufsteigen und Tendenz zur Wolkenbildung im T, Absinken und Tendenz zur Wolkenauflösung im H

9. ZIRKULATIONSSYSTEME

9.1. Die allgemeine Zirkulation

In den Tropen: Nettostrahlungsabsorption führt der Erdoberfläche und der Atmosphäre Wärme zu

In mittleren und hohen Breiten verliert die Atmosphäre Wärme durch Ausstrahlung

Als Ausgleich wird im Meer und in der Atmosphäre Wärme von niedrigen in hohe Breiten transportiert

Die Hadley-Zelle

Heizt man im Labor einen Wassertank an einem Ende von unten und kühlt ihn am anderen Ende, so setzt eine Zirkulation ein

Aufsteigen über der Heizfläche, in höheren Schichten Strömung zum kalten Ende, dort Absinken und unten Zurückfließen zum warmen Ende

Ähnliches Zirkulationssystem würde sich auf einer rotationslosen Erde einstellen

Wegen der Rotation existiert diese sog. Hadley-Zelle aber nur dort, wo die Coriolis-Kraft schwach ist, d.h. in Äquatornähe

Passatwinde: bodennahe Strömung der Luft zum Äquator

Antipassate: Gegenströmung in größeren Höhen

Meteorologische Verhältnisse in den Tropen

Passatwinde strömen von beiden Seiten auf die intertropische Konvergenzzone (ITC) zu

An der ITC herrscht starkes konvektives Aufsteigen (Starkniederschläge)

Die Passatwinde werden in der Höhe durch sog. Passatinversion begrenzt

Unterhalb der Inversion ist die Luft relativ feucht und es bildet sich Bewölkung, die aber nur bis zur Inversion reichen kann

Oberhalb der Inversion ist die Luft relativ trocken, da sie aus den subtropischen H-Gebieten stammt, wo die relative Feuchte durch Absinken sehr gering ist

In der Passatwindzone bildet sich kaum Niederschlag

Gebirgige Inseln in der Passatwindzone können aber Luft zum Aufsteigen zwingen und reichlich Niederschlag bekommen

Die ITC liegt nicht unmittelbar am Äquator, sondern wechselt mit der Jahreszeit

Sie wird maßgeblich durch die Land-Meer-Verteilung beeinflusst

Tropische Wirbelstürme (Hurricanes)

Tiefdruckgebiete

Hurricanes sind axialsymmetrisch und haben normalerweise keine Fronten

kleinere Ausdehnung als die Zyklonen der mittleren Breiten

im Zentrum: windstilles Auge

typische Dimensionen

Gebiet mit starkem Wind: 600 km

Gebiet mit Orkanwind: 200 km

Auge: 20 km

Die ostasiatischen Taifune werden üblicherweise etwas größer

Direkt am Äquator (5°S bis 5°N) gibt es keine Hurricanes, da hier die Corioliskraft so gering ist, daß sich keine Wirbel bilden können

Meeresoberflächentemperatur muß mindestens 27°C betragen

Daher eng begrenztes Gebiet, in dem sich Hurricanes bilden können

Energiequelle für die Hurricanes ist die bei der Kondensation freiwerdende latente Energie

In den Subtropen: absinkende Luftbewegung in den subtropischen Hochdruckzellen

Die Coriolis-Kraft wirkt in zweifacher Hinsicht

1. sie lenkt die atmosphärische Strömung so ab, daß sie den Isobaren folgt
2. da die Coriolis-Kraft mit der geogr. Breite zunimmt, bewirkt sie die Bildung von langen Wellen in der Atmosphäre, sog. *Rossby-Wellen*

In mittleren Breiten (dem sog. Westwindband) bilden sich ständig Rossby-Wellen. In größeren Höhen können sie sehr gut beobachtet werden; in Bodennähe ist die Strömung meist sehr komplex

Die Rossby-Wellen verlagern sich relativ langsam, sowohl ostwärts als auch westwärts ist möglich (hängt von Wellenlänge ab), die Luft "durchströmt" diese Wellen von West nach Ost

Wellenberge sind H-Rücken, Wellentäler T-Tröge

Wandernde T-Gebiete werden entlang der Tröge in der Höhenströmung verlagert; sie werden von ihnen "gesteuert"

Haben die Rossby-Wellen große Amplituden, d.h. sind starke N-S-Komponenten des Windes vorhanden, können sich auch in der Höhe quasistationäre H- und T-Gebiete bilden

Die Antizyklonen sind mehr oder weniger ortsfest; wandernde T-Gebiete können nicht in sie eindringen, sondern werden nach Norden abgelenkt oder bleiben vor der Antizyklone liegen (sog. *Blockierung*); wichtig für längere Schönwetterphasen

Gebirge

Gebirge haben deutlichen Einfluß auf Strömung

Wird ein Gebirge überquert, wird die Strömung nach rechts (auf der NH) abgelenkt; auf der Leeseite bildet sich ein Trog

Die Lage der Wellentröge und -rücken der Rossby-Wellen wird daher durch die Gebirge z.T. fixiert

In N-S-Richtung verlaufende Gebirge (quer zum W-Wind) haben größeren Einfluß als in E-W-Richtung verlaufende

Rocky mountains und Anden haben deutlichen Einfluß auf die Verhältnisse in der W-Windzone

Strahlströme (Jetstreams)

Starkwindbänder in größeren Höhen

Länge: einige 1000 km, Breite: einige 100 km

Windgeschwindigkeiten: bis zu 150 m/s

Häufig vor allem: subtropische Jetstreams und Polarfrontjetstream

Erklärung

Liegen entlang einer Front Kalt- und Warmluftmassen dicht nebeneinander, nimmt der Wind mit der Höhe stark zu (thermischer Wind)

Erst wo sich die Temperaturverhältnisse umkehren (in der Stratosphäre), nimmt der Wind wieder ab

Dadurch bilden sich in der Nähe von Fronten eng begrenzte Schläuche sehr hoher Windgeschwindigkeit unmittelbar unter der Tropopause

Strahlströme werden vom Flugverkehr ausgenutzt

Im Kern der Strahlströme wenig Turbulenz, aber in bestimmten Regionen kann vor allem polseitig vom Jetstream auch starke Turbulenz auftreten

9.2. Land- und Seewind

An der Küste weht der Wind tagsüber meist vom Meer zum Land (Seewind), in der Nacht vom Land zum Meer (Landwind)

Ursache: thermische Zirkulation durch unterschiedliche Temp. der Land- bzw. Meeroberfläche

tagsüber: Landoberfläche heißer als Meeresoberfläche

überhitzte Luft über Land: Isobarenflächen liegen weiter auseinander als über dem Meer

bodennah daher ein T über Land, in größerer Höhe ein H

- bodennah Seewind
- Aufsteigen über Land
- in größerer Höhe Wind vom Land zum Meer
- Absinken über dem Meer

nachts: umgekehrt

Monsun:

ähnlich wie Land-, Seewind, aber großräumiger durch jahreszeitliche Temp.unterschiede

Coriolis-Kraft modifiziert die Strömung

9.3. Berg- und Talwind, Hangwinde

In Tälern periodischer Wechsel der Windverhältnisse

- Tagsüber: Talaufwind
- Nachts: Bergwind (Talabwind)
- zusätzlich: tagsüber Hangaufwind, nachts Hangabwind

Berg-, Talwind entsteht, weil die Tagesamplitude der Temp. im Gebirge größer ist als im Alpenvorland

Fallwind: ähnlich dem Hangabwind, aber großräumiger, z.B. an den Abfällen des Inlandeises in Grönland oder der Antarktis extrem hohe Windgeschwindigkeiten

Abkühlung der Luft am Hang sehr stark, kalte Luft schwerer und sinkt ab; Abkühlung so stark, daß Luft trotz trockenadiabatischer Erwärmung beim Sinken unten kalt ankommt

10. SYNOPTIK

10.1. Luftmassen

Beobachtung zeigt, daß oft über relativ großen Gebieten Luft mit einigermaßen einheitlichen Eigenschaften (z.B. bezüglich Temp., Feuchte) auftritt = *Luftmassen*

Luftmassen werden relativ scharf begrenzt durch schmale Übergangszonen = *Fronten*

Entstehung der Luftmassen setzt voraus, daß große Mengen Luft über längere Zeit ähnlichen Bedingungen (z.B. Strahlung, Untergrund, ...) ausgesetzt sind

"Quellgebiete" der Luftmassen sind quasistationäre Hochdruckgebiete

Bestimmende Faktoren sind insbesondere geogr. Breite (Strahlungsangebot) und Art des Untergrunds (Land - Meer)

In niederen Breiten: warme Luftmassen

In hohen Breiten: kalte Luftmassen

Charakterisierung von Luftmassen: äquivalentpotentielle Temperatur

Entstehungsgebiete der drei Hauptluftmassen:

- Polarluft: nördlich der Polarfront
- Tropikluft: südlich der Subtropikfront
- Luft der mittleren Breiten: zwischen Subtropikfront und Polarfront

oft wird noch zwischen kontinentalen und maritimen Luftmassen unterschieden

Position der Polarfront: 40° bis 70°N (je nach Jahreszeit)

Position der Subtropikfront: 30° bis 45°N

Luft der mittleren Breiten und Polarluft sind sehr scharf voneinander abgegrenzt, da hier eine Konvergenzzone liegt

Luft der mittleren Breiten und Tropikluft sind in Bodennähe weniger stark abgegrenzt, da hier Divergenz herrscht

Polarluft

Tiefe Temp.

Geringe absolute Feuchtigkeit

Wenige Kondensationskerne

Gute Sichtverhältnisse

Stabile Schichtung, in Bodennähe sogar isotherm oder Inversion, da vom Boden her Kühlung

Tropopausenhöhe: 9 km (-50°C)

Tropikluft

Hohe Temperaturen

Hohe Feuchtigkeit

Schlechte Sichtverhältnisse

Geringste statische Stabilität (Heizung vom Boden her)

Tropopausenhöhe: 16 km (-70°C)

In der Stratosphäre daher kälteste Luft

Luft der mittleren Breiten

Tropopausenhöhe: 11 km (-55°C)

Befindet sich im Westwindband und überstreicht sehr unterschiedliche Oberflächen (Land, Meer)

Luft mit sehr unterschiedlichen Eigenschaften

Obige Klassifikation ist global gültig

Daneben gibt es für Mitteleuropa auch Definitionen, die auf lokale Verhältnisse besser eingehen, z.B. nach Scherhag

Luftmassentransformation

Die einzelnen Luftmassen sind nicht strikt auf ihre Entstehungsgebiete beschränkt

Oft stoßen sie in die benachbarte Region vor, z.B. Einbrüche kalter Polarluft

Verlassen die Luftmassen ihr Quellgebiet, werden sie durch dieselben Prozesse, die sie gebildet haben, transformiert

Wichtig z.B. Erwärmung polarer Luftmassen in mittleren Breiten von der Bodenoberfläche her, dadurch auch Labilisierung der bodennahen (später auch höheren) Luftschicht, transformierte Luft kann bis in große Höhen vorstoßen

Abkühlung tropischer Luftmassen von der Bodenoberfläche her: Stabilisierung, dadurch bleibt die transformierte Luft lange Zeit auf die tiefsten Schichten beschränkt

Transformation von Kaltluft- zu Warmluftmasse geht daher schneller vonstatten als umgekehrt

10.2. Fronten

= relativ scharfe Luftmassengrenzen

Idealvorstellung: Frontfläche

in Wirklichkeit: "Frontalzone" mit starken Gradienten z.B. von Temp.

Übergang von einer Luftmasse zur anderen oft innerhalb weniger 10 km, typischerweise weniger als 100 km

stationäre Front: Grenzfläche bewegt sich nicht

häufiger: wandernde Front; wärmere Luftmasse wird von der kälteren in die Höhe abgedrängt

stößt die kalte Luft vor: *Kaltfront*

stößt die warme Luft vor: *Warmfront*

Entstehung von Fronten:

unterschiedlich temperierte Luftmassen werden in einem Deformationsfeld zusammengeführt; entlang der Dehnungsachse bildet sich die Front

Die Warmfront (WF)

Die Warmluft strömt über die WFfläche (Aufgleitfläche) auf

Durch die Hebung kommt es zur Wolken- und Niederschlagsbildung

Neigung der Aufgleitfläche (WF) = 1 : 100 bis 1 : 300

Warm conveyor belt: Strom warmer feuchter Luft aus der unteren Troposphäre in die hohe Troposphäre

Schnellste Hebung in der mittleren Troposphäre: ca. 10 cm/s

Nähert sich WF, charakteristischer Ablauf des Wettergeschehens:

- Luftdruck beginnt zu fallen
- Cirruswolken nähern sich (meist aus W oder NW), oft hakenförmige Cirren (Cirrus uncinus), Wind in Bodennähe aus SW bis S
- Im Gebirge oft Föhn, dann im Lee bereits vor der Front oft relativ warm
- Dicker werdender Cirrostratus, ev. Haloerscheinungen
- Kontinuierlicher Übergang in Altostratus translucidus und Altostratus opacus
- Stratocumuli, Nimbostratus, darunter Stratus fractus
- Im Winter beginnt Temperatur langsam zu steigen, da Ausstrahlung durch Wolkendecke verringert

- Einsetzen von mäßig starkem Niederschlag, Wind aus S bis SE, mit Annäherung der Front frischt der Wind auf
- Lokal wird Niederschlag durch konvektive Zellen verstärkt
- Frontfläche in Bodennähe sehr flach, oft bleibt die Kaltluft in Bodennähe eine Zeitlang liegen; daher ist der Durchzug der WF oft nicht sehr deutlich zu bemerken
- Niederschläge lassen nach, sobald die Bodenfront durchzieht
- Druckfall hört auf, Wind wieder aus SW
- In der Warmluft wolkenbedeckter Himmel, Dunst, Nebel, Nieselregen

Die Kaltfront (KF)

KFpassage meist prägnanter als WFpassage

Kaltluft wird in Bodennähe abgebremst und der Kaltluftkeil daher aufgesteilt

Die Warmluft steigt hier sehr schnell (bis 1 m/s) auf und es bildet sich konvektive Bewölkung, oft intensiver Niederschlag

Wolkenband im Satellitenbild klar erkennbar: 200-300 km breit, über 1000 km lang

Hinter der Front können sich in der Kaltluft oft konvektive Zellen bilden, die örtlich Schauerniederschläge bringen

2 unterschiedliche Arten

- KF 1. Art oder langsam fortschreitende KF
- KF 2. Art oder schnell fortschreitende KF

KF 1. Art:

Vorgänge ähnlich wie bei der WF, aber in umgekehrter Reihenfolge

Aufsteigen in Bodenfrontnähe intensiver als bei WF

Niederschläge ergiebiger

Wettergeschehen an KF 1. Art:

- Wind zunächst schwach, aus W bis SW
- Von NW nähern sich hoch aufgetürmte Cumulus- und Cumulonimbuswolken
- Luftdruck beginnt zu fallen
- Knapp vor der Front Einsetzen intensiver Schauer, Windböen
- Bei Durchzug der Front dreht der Wind auf NW, N oder NE
- Luftdruck beginnt wieder zu steigen
- Himmel mit Nimbostratus sowie Stratus fractus bedeckt
- Niederschläge lassen nach
- Altostratus, Altocumulus opacus
- Cirrostratus, Cirrus
- Vereinzelte Cumulus- bzw. Cumulonimbus und ev. Schauer in der Kaltluft

KF 2. Art

häufigerer Typ

sowohl Kaltluft als auch Warmluft bewegen sich sehr rasch

Kaltluftkeil in Bodennähe extrem steil, oft eilt Kaltluft in Höhe sogar voraus

in der Kaltluft rasches Absinken, in größerer Höhe auch in Warmluft Absinken

in Bodenfrontnähe aber extrem rasches Aufsteigen

Das Wolkenband ist meist schmal, die Niederschläge können aber sehr intensiv sein (u.U. aber auch gar keine Niederschläge)

Wolkenband erstreckt sich vor und hinter der Bodenfront

Wettergeschehen an KF 2. Art:

- mäßiger bis starker Wind aus SW
- Heranziehen von Altocumulus-Bewölkung
- Cumulonimben oder Nimbostratus
- Bei Frontdurchzug starke Windböen, Niederschläge mit Schauercharakter, oft Gewitter
- Nach Frontdurchzug rasches Aufklaren und gute Sichtverhältnisse

Makierte KF

Bei klarem Himmel kann sich in der Warmluft eine Bodeninversion bilden, d.h. in unmittelbarer Bodennähe sehr tiefe Temperaturen

Zieht die KF durch, wird die Bodeninversion ausgeräumt und die Temperaturen steigen u.U. sogar an

In größerer Höhe erfolgt aber wie bei normaler KF Temperaturrückgang

Orographische Effekte

Gebirge können das normale Geschehen an Fronten stören

Bei Durchzug einer WF kann z.B. ein Kaltluftkeil auf der Luvseite liegenbleiben, der das Gebirge nicht mehr überqueren kann

Die Niederschläge werden dadurch luvseitig verstärkt

Im Lee kommt es durch Föhneffekt zu teilweiser Wolkenauflösung und Niederschlagsabschattung

Die Okklusion

Frontensysteme sind üblicherweise an Zyklonen gebunden, wobei eine KF hinter einer WF liegt

Zwischen WF und KF liegt warme Luft, der sog. *Warmsektor*

KF bewegt sich rascher als WF und holt diese ein

Dadurch bildet sich sog. *Okklusion*

Je nachdem, ob die Luft auf der Rückseite der Zyklone wärmer oder kälter als auf ihrer Vorderseite ist, bildet sich eine WF-Okklusion oder eine KF-Okklusion

Der Punkt, an dem die KF die WF einholt, ist der sog. Okklusionspunkt

Bei beiden Typen wird die Warmluft des Warmsektors vollständig vom Boden abgehoben

Bewölkung und Niederschlag größtenteils vor der Okklusionsfront

Die Wolkenbänder von Okklusionsfronten sind meist sehr stark gekrümmt; typische Wirbelstrukturen in Satellitenbildern

10.3. Zyklonen und Antizyklonen

Zyklonen (Tiefdruckgebiete) und Antizyklonen (Hochdruckgebiete) sind die bestimmenden Strukturen im Westwindband der mittleren Breiten

Zyklonen

Bildung einer Zyklone: *Zyklogenese*

steht in engem Zusammenhang mit der Bildung von Fronten (*Frontogenese*)

Die kinetische Energie für die Zyklogenese wird dabei aus der potentiellen Energie gewonnen, die durch die Frontogenese aufgebaut wird

Die Zyklogenese beginnt oft an stationären Fronten, z.B. an der *atlantischen Polarfront*

Im Gebiet der Polarfront stoßen warme Luftmassen aus niederen Breiten auf kalte aus hohen

Durch ein dort oft vorhandenes Deformationsfeld in der Strömung wird der Frontcharakter verstärkt

Die Polarfront ist quasistationär

Zyklognese

- Durch eine geringe Störung kann sich in der Polarfront eine flache Welle bilden, indem WL etwas nach Norden oder KL etwas nach Süden vorstößt
- Durch diese Störung kommt es zu einem Druckabfall vor der Störung
- Der Druckabfall kann die Strömung, welche die Störung ausgelöst hat, gegebenenfalls verstärken
- Die Welle pflanzt sich entlang der Front (nach Osten) fort
- Wird die Welle dynamisch instabil, fällt der Luftdruck deutlich; es bildet sich ein zusammenhängendes System einer WF und einer KF
- Der Druckabfall ist knapp vor der KF am stärksten
- Es bildet sich eine zyklonale Zirkulation aus (Größenordnung 1000 km), die Windgeschwindigkeit nimmt zu
- Der innere Teil der KF bewegt sich rascher als die WF; er holt die WF ein und bildet eine Okklusion
- Nun hat die Zyklone ihre größte Intensität: tiefster Bodendruck, höchste Windgeschwindigkeiten
- Die Okklusion schreitet nach außen hin fort
- Mittlerweile hat die Zyklone das Druckfeld so stark verändert, daß sie oft nicht mehr vom großräumigen Westwind mitgenommen wird, sondern quasistationär wird

- Wenn die Okklusion abgeschlossen ist, befindet sich die gesamte WL in der oberen Troposphäre, die KL in der unteren
- Die Energiequelle für die Zyklonogenese ist diese Umschichtung der Luftmassen, wobei potentielle Energie in kinetische umgewandelt wird
- Nach Abschluß der Okklusion beginnt die Zyklone abzusterben, das T füllt sich durch die Wirkung der Bodenreibung auf

Oft bilden sich sog. Zyklonenfamilien, die sich hintereinander an der Polarfront bilden

Die Störung der "Grundströmung" durch die vorangehende Zyklone kann die Bewegung der nachfolgenden Zyklone beeinflussen

Die Luftmassenbewegungen in einer Zyklone bewirken einen Transport warmer Luft aus niedrigen Breiten in hohe Breiten, wie er zur Aufrechterhaltung der globalen Zirkulation notwendig ist

Regeneration von Zyklonen

Absterbende Zyklonen können sich regenerieren

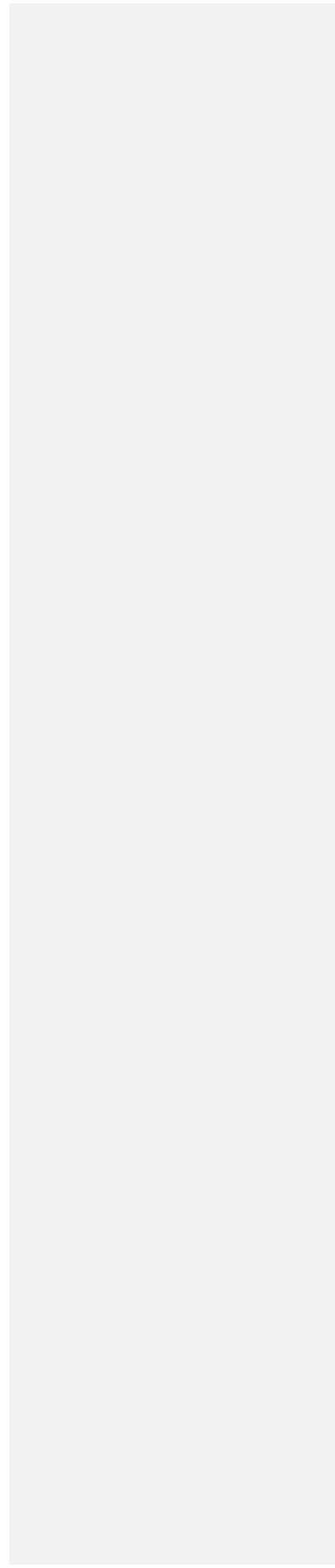
z.B. wenn eine Zyklone über warmes Wasser geführt wird

z.B. wenn andere Luftmassen in ihre Zirkulation mit einbezogen werden

Tropische Wirbelstürme wandern oft in mittlere Breiten, beziehen dort Polarluft in ihre Zirkulation ein und regenerieren dadurch

Einführung in die Meteorologie

Timo Rappenhoener



Antizyklonen

Es gibt kalte und warme Antizyklonen

kalte Antizyklonen sind meist nicht sehr hochreichend; sie können durch wandernde Zyklonen zerstört werden

warme Antizyklonen sind sehr stabil; Zyklonen können nicht in ihr Zentrum vordringen; sie werden um das H herumgesteuert

Im H herrscht Absinken, daher niedrige relative Feuchte, bodennah Ausströmen aus dem H

3 Typen

- Subtropische H: warm, vertikal hochreichend, außerordentlich stabil
- Polare kontinentale H: bilden sich im Winter über den Kontinenten, sind sehr kalt, aber flach (meist nur 2 km Vertikalerstreckung)
- Wandernde Antizyklonen (sog. *Zwischenhochs*) innerhalb einer Zyklonenfamilie: meist keilförmig, bilden sich auf der kalten Seite der Polarfront

10.4. Wetterkarten

sind eine Beschreibung der Wettersituation

Sie beruhen auf Beobachtungen, die weltweit gleichzeitig durchgeführt werden

Synoptische Hauptbeobachtungstermine: 0, 6, 12, 18 UTC

Zwischentermine: 3, 9, 15, 21 UTC

Beobachtungsnetz: Bemannte Stationen, automatische Stationen, Radiosondenstationen, stationäre Wetterschiffe, Beobachtungen von Schiffen, Flugzeugen, Satelliten, etc.

Die Beobachtungen werden nach international einheitlichen Richtlinien gemacht

Die Beobachtungen werden im sog. Wetterschlüssel, einem Zifferncode, übertragen

Eingehende Meldungen werden umgehend entschlüsselt und in Form von Ziffern und Symbolen in eine Wetterkarte eingetragen

Analyse der Wetterkarte

Darunter versteht man vor allem das Einzeichnen von Fronten und Isobaren, basierend auf den Stationsmeldungen

Die Analyse erfordert viel Fingerspitzengefühl

10.5. Wettervorhersage

1. Sammeln von Wetterbeobachtungen zu einem synoptischen Termin
2. Analyse auf einem regelmäßigen 3-d Gitternetz (ähnlich der Wetterkarte)
3. Analyse wird konsistent gemacht mit dem zu verwendenden Prognosemodell (sog. Initialisierung)
4. Numerische Modellprognose liefert sog. Prognosekarten (ähnlich den auf Beobachtungen beruhenden Analysen)
5. Interpretation der Prognosekarten (gewissermaßen die Umkehrung der Analyse)

Es gibt globale und regionale Prognosemodelle

Die regionalen sind immer auf sog. Randbedingungen, die von globalen Modellen stammen, angewiesen

Wichtige Einschränkung: der Computer muß schneller rechnen als das Wetter tatsächlich abläuft

11. GRENZSCHICHTMETEOROLOGIE

Definition

Grenzschicht ist jener Teil der Troposphäre, der direkt durch die Gegenwart der Erdoberfläche beeinflusst wird, und der auf Oberflächeneinflüsse innerhalb von etwa einer Stunde reagiert.

Eigenschaften:

- Tagsüber: bis zu 3000 m hoch, nachts: bis zu einigen 100 m, oft aber auch weniger als 100 m
- In der Grenzschicht herrschen starke Tagesgänge der Temperatur und der Feuchte
- starke Turbulenz, darüber fast keine Turbulenz
- Windgeschwindigkeit nimmt nach oben hin zu, Windrichtung dreht
- Schadstoffkonzentrationen in der Grenzschicht meist viel höher als oberhalb

Bestimmend für die Höhe und Struktur der Grenzschicht sind die Energieumsätze an der Erdoberfläche:

Tagsüber Heizung durch die kurzwellige Sonnenstrahlung, nachts Kühlung durch langwellige Ausstrahlung

Energieumsätze werden in Bodenwärmestrom, fühlbaren Wärmestrom und latenten Wärmestrom (Verdunstung) umgesetzt

Sie hängen von der Art des Bodens und seinem Feuchtezustand ab

Ist der fühlbare Wärmestrom nach oben gerichtet (Heizung vom Boden her, tagsüber), setzt Konvektion ein (konvektive Grenzschicht) und die Grenzschichthöhe wächst

Ist der fühlbare Wärmestrom nach unten gerichtet (Abkühlung des Bodens und der bodennahen Luftschicht, nachts), ist die Atmosphäre bodennah stabil geschichtet (stabile Grenzschicht); die Grenzschichthöhe ist meist niedrig