

Wetteranalyse und Wettervorhersage

Herbstsemester 2014



Abendhimmel über Gümligen, 18. Oktober 2013, 18:39 und 18:47 MESZ.

Ralph Rickli
Gruppe für Klimatologie und Meteorologie
Geographisches Institut der Universität Bern

Vorwort

Die Vorlesung richtet sich an Studierende mit unterschiedlichem Vorwissen in Meteorologie. Ziel ist es, Begeisterung für die Vorgänge in der Atmosphäre zu fördern und das Beobachten anzuregen.

Die Theorie soll motivieren, Wetterinformationen zu interpretieren, das Prozessverständnis zu vertiefen und konzeptionelle Modelle anzuwenden. Oft steht die vertikale Bewegung im Zentrum des Interesses. Steigen und Sinken entscheiden über das Entstehen oder Auflösen von Wolken, ausreichend Feuchtigkeit vorausgesetzt.

Die Veranstaltung bietet einen Einstieg in die Wetteranalyse und –vorhersage. Sie ist kein umfassender Lehrgang zu diesem Thema. Mit Whiteman (2000), Wallace and Hobbs (2006), Holton (2004), Kurz (1998), Stull (2000) und Djuric (1994) ergänzt durch Bluestein (1992, 1993) und Carlson (1998) stehen hervorragende Lehrmittel zur Verfügung. Markoswki und Richardson (2010) sowie Lin (2007) haben mesoskalige Phänomene hervorragend dargestellt. Diese Standardwerke abzuschreiben, macht wenig Sinn. Das Skript soll dazu dienen, in Kürze Zugang zu Informationen in gedruckter und elektronischer Form zu erhalten.

Gary Lackmann (2011) und Andreas Bott (2012) haben zwei phantastische Lehrbücher veröffentlicht, die moderne Synoptik anwendungsorientiert vermitteln. Unverkennbar sind bei Lackmann der angelsächsische, bei Bott der deutsche Touch der Wissensvermittlung.

Mein Dank gilt vor allem Heinz Wanner, Joachim Schug, Marco Stoll, Bruno Neininger und Manfred Jenni. Heinz regte die Vorlesung 1988 an und förderte sie über die Jahre hinweg. Die Umsetzung grundlegender Ideen und Konzepte lernte ich bei Joachim, Bruno, Marco und Manfred stellen kritische Fragen und unterstützten mich mit Hinweisen und Material.

Das Internet bietet ausgezeichnete Unterlagen zum autodidaktischen Lernen. Zu den Umfassendsten zählen die MetEd Homepage und das SATREP Manual:

<http://meted.ucar.edu/>

<http://www.eumetrain.org/>

Auch in dieser Ausgabe verstecken sich mit grosser Wahrscheinlichkeit Grammatik- und Druckfehler im Text. Hinweise, Ergänzungen und Anregungen sind willkommen - frei nach dem Motto - panta rhei, auf Neudeutsch: *under construction*.

Ralph Rickli, September 2014.

*The moon and the weather
may change together,
But a change of the moon,
will not change the weather*

*Whether the weather be fine
or whether the weather be not
whether the weather be cold
or whether the weather be hot.
We'll weather the weather
whatever the weather
whether we like it or not.*

Inhalt

Abkürzungen und Variablen	4
Temperatur / Feuchte / Wind	5
Temperaturvorhersage	11
Analyse von Bodenwetterkarten.....	15
Entwicklungsregeln.....	20
Wetterlagen.....	22
Thermik.....	26
Gewitter.....	29
Literatur.....	34
Internet.....	43
Adressen.....	46
Anhang.....	47

Abkürzungen und Variablen

c_p	Spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Druck $1004.67 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
g	Erdbeschleunigung, 9.81 ms^{-2}
hPa	Hektopascal, in angelsächsischen Ländern wird zum Teil Millibar (mb, mbar) verwendet. Die Skalen sind identisch.
KLA	Kaltluft Advektion
LCL	<i>Lifting Condensation Level</i> - in deutscher Literatur erscheint anstelle des LCL das Hebungskondensationsniveau HKN. LCL und HKN entsprechen der Druckfläche auf der sich Trockenadiabate und Mischungsverhältnis schneiden, ausgehend von Temperatur und Taupunkt auf einer Druckfläche.
LLJ	<i>Low Level Jet</i> – niedertroposphärischer Strahlstrom
L_v	Kondensations-/Verdunstungswärme pro Masseneinheit. Das L_v hängt von der Temperatur ab. In erster Näherung kann mit $2.5 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ gerechnet werden.
CVA	<i>Cyclonic Vorticity Advection</i> – In deutscher Literatur erscheint anstelle von CVA oft die Positive Vorticity Advektion PVA. Sie gilt für die Nordhemisphäre und wechselt südlich des Äquators das Vorzeichen.
AVA	<i>Anticyclonic Vorticity Advection</i> – wird oft auch als Negative Vorticity Advektion NVA bezeichnet, was nur für die Nordhalbkugel gilt. Südlich des Äquators wechselt das Vorzeichen. Die Begriffe CVA und AVA behalten ihre Gültigkeit unabhängig von der Halbkugel. Daher sind sie PVA/NVA vorzuziehen.
Rd	Gaskonstante für trockene Luft, $287.053 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Spread	Taupunktdifferenz
T	Temperatur in K
T_c	Temperatur in °C
T_d	Taupunkt in °C
T_f	Feuchttemperatur, Psychrometer Temperatur in °C
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i> . Die Koordinierte Weltzeit beruht auf den Werten von Atomuhren, während die <i>Greenwich Mean Time</i> GMT der mittleren Sonnenzeit des durch die Sternwarte in Greenwich verlaufenden Nullmeridians entspricht. Die maximale Differenz zwischen UTC und GMT beträgt 0.9 Sekunden. In Nautik und Aviatik werden UTC und GMT oft auch mit $Z = \text{Zulu Time}$ bezeichnet. Die Bezeichnung Z erscheint unter anderem in der Beschriftung von Vorhersagekarten.
WLA	Warmluft Advektion.

Temperatur / Feuchte / Wind

Sättigungsdampfdruck über Wasser $e_s = 6.107 * 10^{(7.5 * T_c) / (237 + T_c)}$ (1)

Sättigungsdampfdruck über Eis $e_{si} = 6.107 * 10^{(9.5 * T_c) / (265.5 + T_c)}$ (2)

Dampfdruck $e = UU/100 * 6.107 * 10^{(7.5 * T_c) / (237 + T_c)}$ (3)

$e = 6.107 * 10^{(7.5 * T_d) / (237 + T_d)}$ (4)

Mischungsverhältnis $m = 0.622 * e / (p - e)$ (5)

Sättigungsmischungsverhältnis $m_s = 0.622 * e_s / (p - e_s)$ (6)

Relative Feuchte $UU = e / e_s * 100 = m / m_s * 100$ (7)

$UU = 100 - 5 * (TT - T_d T_d)$ Approximation zulässig bei $UU > 70\%$

Berechnung des Taupunktes aus der relativen Feuchte $T_d = (1/T - 1.85 * 10^{-4} * \ln(UU/100))^{-1} - 273.15$ (8)

Taupunktdifferenz (Spread) $D_n D_n = TT - T_d T_d$ (9)

Wolkenbasis im konvektiven Fall $Base = Spread * 125 \text{ (m)}$ (10)

Henning'sche Formel (unterhalb des LCL divergieren Temperatur und Taupunkt um 8K / 1000 Höhenmeter). Bei ausreichender mechanischer Turbulenz gilt diese Faustformel auch bei fehlender Konvektion.

Wolkenbasis im konvektiven Fall $Base = Spread * 400 \text{ (ft)}$ (11)

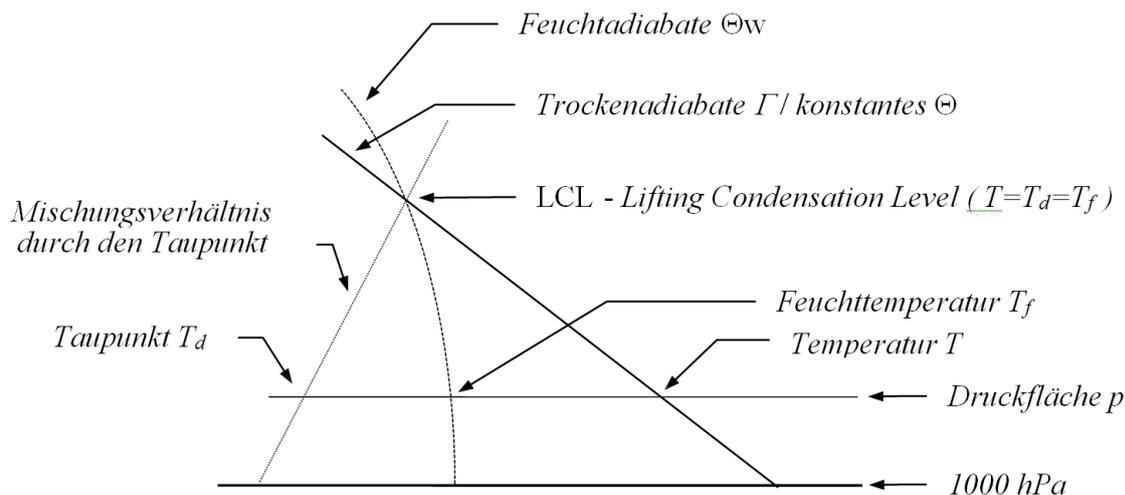
Virtuelle Temperatur $T_v = T(1 + 0.608 * m) / \text{Approximation DWD: } T_v = T_c + m/6$ (12)

Die virtuelle Temperatur (T_v in K) entspricht dem Wert, den Wasserdampf-freie Luft annehmen müsste, um bei gleichem Druck dieselbe Dichte wie Luft mit Wasserdampf zu haben. Bei der Approximation des DWD ist das Mischungsverhältnis m in g/kg einzusetzen.

Potentielle Temperatur $\Theta = T(1000/p)^{0.286}$ (13)

Der Exponent entspricht R_d/c_p .

*Die potentielle Temperatur kann prinzipiell auf ein beliebiges Druckniveau bezogen werden. In der synoptischen Meteorologie wird als Referenzniveau stets die Druckfläche von 1000 hPa verwendet. **Vorsicht:** Nicht zu verwechseln mit dem QNE der ICAO Standard-Atmosphäre ISA, das 1013.25 hPa entspricht.*



Äquivalenttemperatur $T_{\bar{a}} = T_c + m \cdot L_v / c_p \approx T_c + 2.5 \cdot m$ (14)

Die Kondensationswärme des Wasserdampfs wird zur fühlbaren Temperatur addiert. Im synoptischen Alltag lässt sich der Term L_v/c_p mit ausreichender Genauigkeit durch den Faktor 2.5 ersetzen. Das Mischungsverhältnis wird dabei in g/kg angegeben.

Potentielle Äquivalenttemperatur $\Theta_{\bar{a}} = T_{\bar{a}} \cdot (1000/p)^{0.286}$ (15)

Je nach Lehrbuch wird die potentielle Äquivalenttemperatur auch äquivalent-potentielle Temperatur genannt. Manchmal wird die äquivalent-potentielle Temperatur fälschlicherweise als pseudopotentielle Temperatur bezeichnet. Dies mag aus einer wortwörtlichen Übersetzung des englischen Begriffs für die pseudopotentielle Temperatur (equivalent potential temperature, Wallace & Hobbs 2006:85) herrühren. $\Theta_{\bar{a}}$ und Θ_e unterscheiden sich nur bei hoher Temperatur und hoher Feuchte signifikant. Sonst sind ihre Werte ähnlich.

Pseudopotentielle Temperatur $\Theta_e = \Theta \exp((L_v \cdot m_s) / (c_p \cdot T))$ (16)

(equivalent potential temperature)

T und Θ beziehen sich auf das LCL.

Die pseudopotentielle Temperatur erhält ein Luftpaket dann, wenn es vom Kondensationsniveau (LCL) feuchtadiabatisch soweit aufgestiegen ist, bis der gesamte in ihm enthaltene Wasserdampf kondensiert und ausgefallen und die Luft anschliessend entlang der Trockenadiabate auf 1000 hPa abgesunken ist.

Um die Gleichung nicht iterativ lösen zu müssen (trockenadiabatischer Aufstieg bis zum LCL), kann in erster Näherung und mit ausreichender Genauigkeit die Temperatur auf dem LCL mit der Henning'schen Formel berechnet werden. Trockenadiabate und Mischungsverhältnis konvergieren um 0.8K pro 100 Höhenmeter. Bei einem Spread von beispielsweise 4K wird die Temperatur im LCL um 5K tiefer sein als im Ausgangsniveau. Die Druckhöhe des LCL lässt sich mittels Umformung der hypsometrischen Höhenformel bestimmen.

Hypsometrische Höhenformel $\Delta Z = Z_2 - Z_1 = R_d / g \cdot T_{\text{mean}} \cdot \ln(p_1 / p_2)$ (17)

Druckhöhe $p_2 = \exp(\ln(p_1) - (\Delta Z \cdot g) / (R_d \cdot T_{\text{mean}}))$ (18)

Korrekterweise müsste T_{mean} als mittlere virtuelle Temperatur berechnet werden. Doch für die Anwendung in der Synoptik reicht es, mit der fühlbaren Temperatur zu rechnen, besonders dann, wenn die Luft trocken und/oder kalt ist. Dann unterscheiden sich die fühlbare und virtuelle Temperatur nur geringfügig.

Temperatur auf dem LCL $T_{\text{LCL}} \approx T_d - (0.0012963 \cdot T_d + 0.1963) \cdot (T_c - T_d)$ (19)

Diese Näherung von Barnes ist sehr gut und dann sinnvoll, wenn T_{LCL} im Rahmen weiterführender Berechnungen effizient abgeschätzt werden soll.

Druckhöhe LCL $p_{\text{LCL}} = 1000 (T_{\text{LCL}}/\Theta)^{7/2}$ (20)

$p_{\text{LCL}} = p (T_{\text{LCL}}/T)^{7/2}$ (21)

Der Quotient 7/2 entspricht gerundet dem Verhältnis von c_p/R_d .

Potentielle Feuchtetemperatur $\Theta_w =$ nur iterativ zu berechnen

Die wet-bulb potential temperature lässt sich am einfachsten aus einem thermodynamischen Papier lesen. Sie liegt dort, wo die Feuchtadiabate durch das LCL die 1000 hPa Fläche schneidet. Gleich wie $\Theta_{\bar{a}}$ und Θ_e eignet sich das Θ_w hervorragend für die Luftmassenanalyse. Durch den Einbezug der latenten Wärme des Wasserdampfs treten Luftmassengegensätze deutlicher hervor.

Schneefallgrenze (in Druckhöhe) $SL = 1026 - 20 \cdot \Theta_w$ (22)

Diese ausgezeichnete Formel stammt von MeteoSchweiz. Die Formel ist universell anwendbar und ermöglicht eine korrekte Abschätzung der Niederschlagsabkühlung in Gebirgstälern. Ausgehend von Temperatur und Taupunkt an Tal- und Gipfelstationen lässt sich die Spannbreite der zu erwartenden Schneefallgrenze abschätzen. Dabei darf nicht erstaunen, dass die Werte örtlich zum Teil erheblich streuen können (Inversionen, variabler Feuchtegehalt der Luft). Infolge diabatischer Prozesse während anhaltender intensiver Niederschläge kann Θ_w weiter sinken und mit dem Θ_w auch die Schneefallgrenze. Dies wird besonders in engen Gebirgstälern beobachtet, wo die Schneefallgrenze während des Niederschlags tiefer sinkt, als aufgrund des luftmassentypischen Θ_w zu erwarten ist (Vorsicht vor Überraschungen auf den Zugängen zu Alpenpässen). Die Formel sagt aus, dass die Schneefallgrenze auf jener Druckhöhe liegt, welche die Feuchtetemperatur von +1.1 °C schneidet.

Schneefallgrenze (in Höhenmeter) $SL = 7.14 \cdot (Z500 - Z1000) - 37400$ (23)

Die Abschätzung der Schneefallgrenze aus dem mittleren Θ_w der advehierten Luftmasse ist zweifellos eines der besten Verfahren. In der Regel stehen jedoch keine Θ_w -Felder zur Verfügung. Um trotzdem eine Idee über die Höhenlage des Wechsels von Regen zu Schnee zu erhalten, reicht es meistens, die relative Topographie (Z500-Z1000) zu berücksichtigen. Diese ist beispielsweise in den Bodenkarten des Met.Office und auch in den Karten des NCEP eingetragen. Falls keine relativen Topographien verfügbar sind, lassen sie sich einfach berechnen.

Innerhalb der ersten 750 Meter über Meeresspiegel gilt die realistische Annahme einer Höhenänderung von 8m/hPa. Damit lässt sich das 1000 hPa Geopotential aus dem QFF und dem QNH ableiten. Bei 1020 hPa liegt die 1000 hPa Fläche 160 Meter über Meer, bei 985 hPa liegt sie 120 Meter unter dem Meeresspiegel.

Die Universität Karlsruhe liefert die GFS Schneefallgrenze unter <http://www2.wetter3.de/animation.html>

1000 hPa - Geopotential $Z1000 = (QFF - 1000) \cdot 8$ oder $(QNH - 1000) \cdot 8$ (24)

Relative Topographie $(Z500 - Z1000) = Z500 - (QFF - 1000) \cdot 8$ (25)
 respektive $Z500 - (QNH - 1000) \cdot 8$

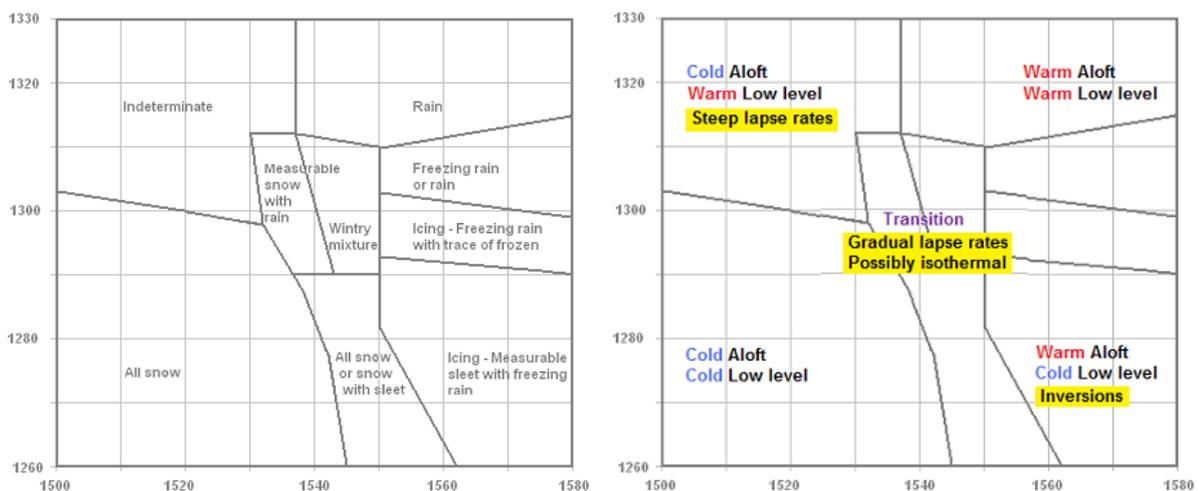
Meist reicht es aus, sich einige wenige "Reltops" zu merken, um die Höhenlage der künftigen Schneefallgrenze abzuschätzen. Eine 500-1000 hPa "Reltop" in Dekameter führt über ebener Topographie zu folgenden Schneefallgrenzen:

- 528 = 300 m
- 532** = 600 m (im Mittelland geht Regen in Schnee über)
- 540 = 1200 m
- 546 = 1600 m
- 552 = 2000 m

Wenn weder Θ_w noch relative Topographie zur Verfügung stehen, kann man als "first guess" auch davon ausgehen, dass Schnee bis 300 unter die Nullgradgrenze fällt. Weiterführende Infos zu Schneefallgrenze und relativer Topographie finden sich unter <https://www.belvoir.army.mil/daaf/wx/AFWA%20TN%2098-002/m98002.pdf> und im Update von 2006 <http://www.bragg.army.mil/www-wx/Documents/AFWAtn98002.pdf>

Ein sehr ausgefeiltes und differenziertes Verfahren zur Bestimmung der Schneefallgrenze anhand von zwei relativen Topographien, haben die Prognostiker des NWS in Raleigh; NC, ausgearbeitet. Es ist einzusehen unter: <http://www4.ncsu.edu/~nwsfo/storage/trend/>

Als prognostische Variablen im Scatterplot dienen die relative Topographie zwischen 850-700 hPa entlang der Abszisse und 1000-850 hPa entlang der Ordinate.



Die entsprechenden Schichtdicken lassen sich im Output des WRF Modells mit 10 km Gitternetzabstand und GFS Input studieren: <http://www.meteociel.fr/modeles/wrfnmm.php?ech=3&mode=17&map=20>

Mittlere Höhenänderung pro 1 hPa auf wichtigen Standarddruckflächen (Flight Levels FL in Hectofeet):

FL 50 \approx 850 hPa	\approx 9 m / hPa
FL 100 \approx 700 hPa	\approx 11m / hPa
FL 180 \approx 500 hPa	\approx 16 m / hPa
FL 300 \approx 300 hPa	\approx 26 m / hPa

$$\Delta Z \quad -\Delta p = g \quad * \quad \rho \quad *$$

(26)

Dabei gilt zu beachten, dass $-\Delta p$ in Pascal erscheint, also noch durch 100 zu dividieren ist für die Einheit hPa.

Weiter gilt in trockener Atmosphäre $\rho = p / (R_d * T)$ (27)

In Gleichung (27) ist p in Pascal anzugeben, also 1 hPa = 100 Pa - sonst geht es mit den Einheiten nicht auf.

ICAO Standard Atmosphäre	$p_o = 1013.25$ hPa
	$T_o = 15^\circ\text{C}$
	$\Delta T / \Delta Z = -6.5$ K / km
	$\Delta T / \Delta Z = -2$ K / 1000 ft

Entgegen allen Anstrengungen mit SI Einheiten zu rechnen, ist in der Synoptik weiterhin eine Vielzahl von Einheiten in Gebrauch. Besonders skurril zeigt sich die Situation beim Wind. Motorflieger (Kolbenmotor/Jet) arbeiten mit Knoten, Segelflieger und "Otto Normalverbraucher" rechnen mit Kilometer pro Stunde und windabhängige Wassersportler können sich nicht von der Beaufortskala trennen. Fazit: Man rechne, ausgehend von Knoten (kt):

$$1 \text{ kt} = 1.852 \text{ km/h (entspricht am Äquator 1 Bogenminute / Stunde)}$$

$$1 \text{ kt} \approx 0.5 \text{ m/s}$$

Windstärke in Beaufort (V in kt) $\text{Bft} = (V/1.625)^{(2/3)}$ (28)

Bft	Bezeichnung	Knoten
0	still	0-1
1	leiser Zug	1-2
2	leichte Brise	3-5
3	schwache Brise	6-9
4	mässige Brise	10-13
5	frische Brise	14-18
6	starker Wind	19-24
7	steifer Wind	25-30
8	stürmischer Wind	31-37
9	Sturm	38-44
10	Schwerer Sturm	45-52
11	orkanartiger Sturm	53-60
12	Orkan	>60

Divergenz

$$\text{div } \mathbf{v}_h = \nabla \cdot \mathbf{v}_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{A} * \frac{dA}{dt}$$

$$\approx \frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} = \frac{u_2 - u_1}{\Delta x} + \frac{v_2 - v_1}{\Delta y} \quad (29)$$

In der synoptischen Meteorologie spielt die Divergenz vor allem in Bodennähe und unterhalb der Tropopause eine zentrale Rolle. Betragsmäßig liegt sie in der Größenordnung von 10^{-5} s^{-1} . Im Gebirge und entlang der Küste können die Beträge erheblich größer sein. Schöne Beispiele der Divergenz sind einzusehen bei der Universität Karlsruhe <http://www.wetter3.de/vertikal.html> und bei Météociel http://www.meteociel.fr/modeles/coupees_gfs.php http://www.meteociel.fr/modeles/gfse_3d.php sowie auf 300 hPa bei Meteonetwork <http://www.meteonetwork.it/models/>

Divergenz wird stets durch den ageostrophischen Teil des Windfeldes ausgelöst. Der geostrophische Wind ist divergenzfrei. Änderungen der Windgeschwindigkeit oder der Windrichtung lösen Divergenz aus. Meist treten diese Änderungen kombiniert auf.

Die Wirkung der Divergenz lässt sich unter Annahme hydrostatischer Bedingungen an einem Quader Luft mit konstantem Volumen veranschaulichen. Nimmt die Fläche des Quaders zu (positive Divergenz des Windfeldes), muss die Höhe abnehmen. Verringert sich die Quaderfläche (negative Divergenz = Konvergenz des Windfeldes), muss die Höhe zunehmen. Die Höhenänderung führt in der Atmosphäre zu Vertikalbewegung. Höhenzunahme bedeutet Steigen und Abkühlen. Ein Schrumpfen des Luftvolumens führt zu Sinken und Erwärmen. Die Divergenz ist direkt mit Änderungen der Vertikalgeschwindigkeit verknüpft. Es gilt:

$$\text{div } \mathbf{v}_h = \nabla \cdot \mathbf{v}_h = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (30)$$

In der synoptischen Meteorologie kann die Höhe in einem Längen- oder Druckmaß angegeben werden. Zur Höhe im Längenmaß zählen alle Angaben in Meter, Kilometer, Feet, Hectofeet, Flightlevel (FL). In Druckkoordinaten wird in Hectopascal (Millibar) gerechnet. Man spricht beispielsweise vom Wind auf 850 oder 300 hPa.

Die unterschiedlichen Höhenkoordinaten führen zu gegenläufigen Vorzeichen bei der Vertikalgeschwindigkeit. Aufsteigen führt zu positivem w und negativem ω . Beim Sinken sind die Vorzeichen umgekehrt. Omega wird in angelsächsischer Literatur bezeichnenderweise oft als "pressure velocity" bezeichnet.

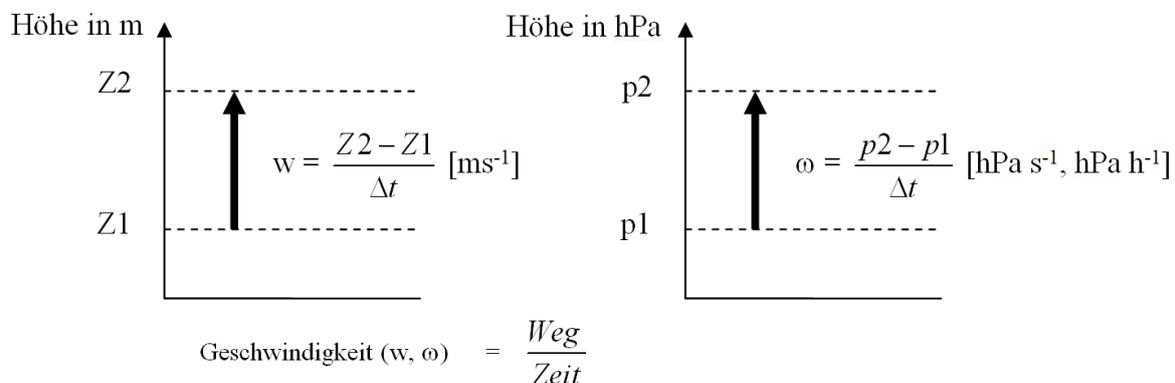
Die Vertikalgeschwindigkeiten lassen sich näherungsweise mit Formel 31 ineinander überführen.

$$\omega \approx -\rho * g * w \quad (31)$$

wobei

$$\rho = \frac{p}{R_d * T}$$

(p in Pascal, T in Kelvin, $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, dann folgt ρ in kgm^{-3})



Eine weitere entscheidende Größe in der synoptischen Meteorologie ist die Vorticity, auf Deutsch Wirbelgröße. In der Praxis wird vornehmlich die Komponente um die vertikale Achse betrachtet. Auslöser der Rotation sind die Erddrehung und die Variation des Windfeldes. Vorticity hat die Einheit (s^{-1}) und ist gleich dem doppelten Spin. Der Coriolisparameter f beschreibt die durch die Erde ausgelöste Rotation (maximal am Pol, verschwindet am Äquator):

$$\begin{aligned} f &= 2 \Omega \sin \varphi \\ \Omega &= 7.292 * 10^{-5} s^{-1} \end{aligned} \quad (32)$$

Die relative Vorticity ist der durch das Windfeld ausgelöste Anteil der Rotation. Sofern nicht anders erwähnt, ist stets von der relativen Vorticity um die vertikale Achse die Rede. Die relative Vorticity kann aus Scherung allein oder in Kombination mit Krümmung zustande kommen.

$$\zeta_r = \frac{V}{R} + \frac{\Delta V}{\Delta R} \quad (33)$$

Dabei ist V/R der Krümmungsterm und $\Delta V/\Delta R$ der Scherungsterm.

$$\begin{aligned} \zeta_r &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \\ \zeta_r &\approx \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} = \frac{v_2 - v_1}{\Delta x} - \frac{u_2 - u_1}{\Delta y} \end{aligned} \quad (34)$$

Die absolute Vorticity setzt sich aus der Addition von Coriolisparameter und relativer Vorticity zusammen. Die absolute Vorticity wird in der Regel mit ζ_a oder mit dem griechischen Eta η bezeichnet.

$$\eta = f + \zeta_r \quad (35)$$

Weiter besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der zeitlichen Änderung der absoluten Vorticity η , der horizontalen Divergenz und der vertikalen Geschwindigkeit.

$$\frac{d\eta}{dt} = -\eta * \text{div } v_h = -\eta * \nabla v_h \quad (36)$$

Ein ausgezeichnete Einführungstext zum Antrieb der Vertikalbewegung findet sich auf der Homepage von Wetter3 (Universität Karlsruhe) <http://www2.wetter3.de/antriebe.html>

Hebung ist zu erwarten (Omega negativ)

Absinken ist zu erwarten (Omega positiv)

- a) Bei aufwärts zunehmender positiver Vorticity Advektion (PVA)
Advektion zyklonaler Vorticity
- b) Im Gebiet relativ stärkster Warmluftadvektion (WLA)
- c) Im Gebiet der relativ stärksten diabatischen Wärmezufuhr (Einstrahlung, Kondensieren Erstarren)

- a) bei aufwärts zunehmender negativer Vorticity Advektion (NVA)
Advektion antizyklonaler Vorticity
- b) Im Gebiet relativ stärkster Kaltluftadvektion (KLA)
- c) Im Gebiet des relativ größten diabatischen Wärmeentzugs (Ausstrahlung, Verdunsten Schmelzen)

Praxisbezogene Anschauung unter QG Approximation und im Vergleich zum modellspezifischen Omega ermöglicht: <http://meteocentre.com/dionysos/online/?lang=francais>

Calas, Christophe, 2013: *Concepts et méthodes pour le météorologiste - Tome 1 : Les savoirs : modèles conceptuels et données disponibles*. Météo France, als PDF frei zugänglich unter http://bibliotheque.meteo.fr/exl-php/vue-consult/mf_-_recherche_avancee/DOC00024590

Temperaturvorhersage

Tageshöchsttemperatur (T_x)

Die numerischen Vorhersagemodelle aller Skalenbereiche bieten einen hohen Standard bei der Temperaturberechnung in der freien Atmosphäre. In der Regel stimmen die Vorhersagen ab 850 hPa hervorragend mit der beobachteten Temperatur überein. Dies gilt in allen Teilen Europas mit ebenem Gelände und Mittelgebirgen. Abweichungen treten erwartungsgemäß im Hochgebirge auf. Die Modelltopographie ist gegenüber der Realität stark vereinfacht und an die horizontale Auflösung des Modells (Gitternetzabstand / Wellenzahl bei spektralen Modellen) angepasst. Entsprechend sind Gitterpunktdaten aus dem Gebirgsraum mit Vorsicht zu interpretieren.

Punktprognosen für einen definierten Standort lassen sich mittels direkter Berechnung (Direct Model Output, DMO) oder statistischem Downscaling erzielen. In der Regel ist DMO bei hochauflösenden Modellen mit Gitternetzabständen von weniger als 30 Kilometern brauchbar (COSMO, WRF, ALADIN, BOLAM, ETA) und in ebener bis leicht gewellter Topographie (Küsten, Mittelland, Mittelgebirge, Beckenlandschaften wie beispielsweise Böhmen) auch sinnvoll. Schwieriger ist die Anwendung in Gebirgstälern und hier besonders in Hochtälern mit Inversionen.

Hier hilft in der Regel die Statistik weiter, angefangen bei einfachen linearen oder multiplen Regressionsbeziehungen bis hin zu umfangreicher multivariater Statistik oder Lösungen mittels Fuzzy Logic (neuronale Netze). Die Resultate sind ermutigend, in Einzelfällen auch niederschmetternd. Meist liegt der Grund in der komplexen Wechselwirkung zwischen bodennaher Kaltluft und dem Windfeld sowie bei der Berechnung von Bewölkung und Niederschlag. Insgesamt liefert das statistische Postprocessing sinnvolle Resultate. Es wird unterteilt in die zwei Strategierichtungen MOS und PP. MOS steht für Model Output Statistics. Die statistischen Relationen beziehen sich auf die berechneten Felder (Prädiktoren) und einen abgeleiteten lokalen Wert (Prädiktand). Sie hängen vom eingesetzten Modell ab und müssen bei Änderungen am Modell stets neu berechnet werden.

PPM steht für Perfect Prognosis Method oder abgekürzt Perfect Prog (PP). Die statistische Beziehung ist modellunabhängig und beruht auf dem Vergleich zwischen beobachteten Feldern und einer lokalen Variablen, z.B. der Temperatur. Die Güte einer auf PP beruhender Vorhersage hängt kritisch davon ab, wie zuverlässig ein Modell die Ausgangsvariablen (Prädiktoren) berechnet.

Die folgenden Ausführungen sollen helfen, Modelldaten und Beobachtungen zu werten, auf Plausibilität zu

überdenken und eigene Schlüsse abzuleiten. Sie mögen dazu dienen, sich auch in einem Raum mit minimalen, vielleicht sogar fehlenden meteorologischen Grundlagen, ein Bild über die Temperaturentwicklung zu machen.

Die lokale Erwärmung setzt sich zusammen aus einem advehierten Teil (WLA, KLA), aus der Temperaturänderung infolge von Vertikalbewegung (Steigen, Sinken) und aus dem Eintrag von sensibler Wärme in die bodennahe Luftschicht. Im einfachsten Fall (wolkenloser Himmel, ebene Topographie, keine Advektion) bestimmen Strahlungsbilanz und latenter Wärmefluss (Evapotranspiration) den Energieanteil für die fühlbare Wärme. Steuernd auf den Tagesgang der Temperatur wirkt sich auch die vertikale Temperaturverteilung aus. Die zur Verfügung stehende fühlbare Wärme beeinflusst ein bestimmtes Volumen der bodennahen Atmosphäre. Bei einer schwach ausgeprägten Bodeninversion und nahezu trockenadiabatischer Schichtung verteilt sich die fühlbare Wärme über eine mächtigere Planetare Grenzschicht als bei einer kräftigen Bodeninversion, vergleichbares Volumen vorausgesetzt. Entsprechend ist die Temperaturamplitude bei schwacher Bodeninversion kleiner als bei ausgeprägter Temperaturschichtung.

In Tälern, speziell in hochgelegenen Tälern wie dem Engadin und dem Goms, erwärmt sich die Luft infolge kleineren Volumens im Vergleich zur Ebene rascher. Die eingestrahelte Energie wird auf eine kleinere Masse (geringere Luftdichte) übertragen. Verglichen mit der Temperatur auf gleicher Höhe über der Ebene, beispielsweise dem Mittelland oder der Poebene, folgt ein deutlicher Temperaturexzess. Er führt zum Aufwölben von Druckflächen über dem Gebirge und löst Divergenz aus. Talwinde kompensieren den zunehmenden Massenverlust. Der Tagesgang des Luftmassenaustausches zwischen Gebirge und Vorland wird oft als *alpine pumping* bezeichnet.

Die Temperaturänderung durch Advektion ist anschaulich nachvollziehbar. Beispiele bieten die Wetterlagen zur Jahreswende mit einem Auf- und Ab der Schneefallgrenze und Variationen zwischen den einzelnen Tageshöchstwerten von mehr als 10 Grad. Ausgeprägte Temperaturkontraste entstehen durch das Einfließen von Polar- und Arktikluft auf der einen und Tropikluft auf der anderen Seite. Quellgebiete für Tropikluft sind die Azoren, Kanaren, Nordafrika und der westliche Mittelmeerraum.

Temperaturänderung durch Vertikalbewegung in der Atmosphäre erfolgt sehr augenfällig bei grossräumigem Absinken (Subsidenz). Verständlicherweise wird diese Form von Temperaturzunahme am deutlichsten auf Berggipfeln und im Lee von Gebirgen wahrgenommen. An der Küste und in Tiefebene spielt sie kaum eine Rolle.

Wolken und Niederschlag dämpfen den Tagesgang der Temperatur. Bei herbstlichen und winterlichen Nebellagen ist eine korrekte Abschätzung der Tageshöchsttemperatur (T_x) schwierig. Reduzierte Sonneneinstrahlung, Schneeflächen und blockierte bodennahe Kaltluft sind Faktoren, die ein Downscaling vom 850er Niveau trickreich gestalten. In Tieflagen und Bergtälern hat dann eine Persistenzvorhersage gute Erfolgchancen. Man sieht sich die Situation des Vortags an, vergleicht mit der aktuellen Lage und entscheidet, ob T_x gleich ist oder nach oben/unten korrigiert werden muss. Oft ist es so, dass die Tageshöchstwerte bei stabilen Inversionslagen von Tag zu Tag abnehmen, während die Werte oberhalb der Inversion nur geringfügig variieren.

Zusätzlich gilt: Je stabiler die Schichtung ist, desto mehr Mühe bekundet eine advehierte Luftmasse, sich durchzusetzen. Die thermische Stabilität der Kaltluft kann so groß sein, dass selbst bei einem mittleren Wind von 30 bis 40 kt an der Inversionsobergrenze die mechanische Turbulenz nicht ausreicht, um die Kaltluft auszuräumen. Dies gilt besonders bei Warmfrontaufzug oder streifenden Warmfronten. Vorsicht mit optimistischem Downscaling.

Anders sieht es aus, wenn die Temperatur in der Höhe sinkt und die Stabilität abnimmt. In der Regel ist eine signifikante Abkühlung in der Höhe mit einer aktiven Kaltfront und auffrischendem Wind verbunden. Dieser räumt die blockierte Kaltluft im Mittelland und in den Alpentälern aus. Die Schichtung verhält sich mit -8 Kkm^{-1} nahezu trockenadiabatisch. Während die Temperatur auf den Jurahöhen, im Napfbergland und in den Alpen gegenüber den Vortagen markant sinkt, steigt sie im Mittelland trotz Kaltfrontdurchgang (maskierte Kaltfront). In der Regel gilt dann für Mittellandstationen:

$$T_x = TT_{850} + 8 \text{ K, bestenfalls } TT_{850} + 10 \text{ K.}$$

Die Napf-Temperatur (1408 m ü.M.) passt erstaunlich gut mit der vorhergesagten TT_{850} für 12 UTC überein und zwar unabhängig vom Vorhersagemodell. Bei massiven Kaltlufteinbrüchen (hochreichende Kaltluft), kräftiger Turbulenz und Sonneneinstrahlung gilt auch:

$$T_x = TT_{\text{Säntis}} + 20 \text{ K.}$$

Diese Situation tritt jedoch selten ein. Während der Mehrzahl der Wintertage liegt die Höchsttemperatur im Mittelland im Intervall:

$$T_x = TT_{850}; T_x = TT_{850} + 4 \text{ K.}$$

Bei ausreichender Durchlüftung und mittlerer bis starker Bewölkung kann im Winter auch mit einem Zuschlag von 6 K zu TT_{850} gerechnet werden, was in etwa dem feuchtadiabatischen Höhengradienten entspricht. Mit TT_{850} ist stets der Modellwert um 12 UTC gemeint.

$$T_x = TT_{850} + 6 \text{ K.}$$

Während Basel und Genf im Sommer temperaturmäßig häufig oben ausschlagen, bleibt die Kaltluft im Winter hartnäckig liegen. Die höchste Temperatur verzeichnet Basel bei kräftigem Südwestwind. Präfrontale Warmluft lässt die Werte, ähnlich wie in den Föhntälern, innerhalb von Stundenfrist hochschnellen.

Zwischen April und September lässt sich die Höchsttemperatur im Mittelland wie folgt abschätzen:

$$T_x = TT_{850} + 3 \text{ K (diabat. Teil)} + 10 \text{ K (adiabat. Teil)}$$

Die 3 K entsprechen einem diabatischen Zuschlag gegenüber dem Modellwert der freien Atmosphäre und 10 K stehen für eine konvektiv gut durchmischte planetare Grenzschicht (Trockenadiabate).

Bei Regenwetter und Wind gilt im Sommer:

$$T_x = TT_{850} + 8 \text{ K.}$$

Bei Bise

$$T_x = TT_{850} + 10 \text{ K.}$$

Es ist klar, dass nicht alle Stationen dieselbe Höhenlage aufweisen und dass bei diesen einfachen Plausibilitätsüberlegungen Bewölkung, Niederschlag und auch die Advektion eine wesentliche Rolle spielen. Es gilt, diese Anteile realistisch einzuschätzen. Erneut ist der Vergleich mit dem Vortag solange eine nützliche Hilfe, als keine wesentliche Änderung zu berücksichtigen ist.

Bei Bise im Winter ist zu berücksichtigen, dass immer eine Höheninversion vorhanden ist, mit der tiefsten Temperatur an der Inversionsbasis. Während Höhenlagen zwischen 1100 und 1500 Meter meist sonnenexponiert sind und teilweise von massiv positiver Temperatur profitieren, liegen die Tageshöchstwerte an der Inversionsbasis (800 bis 1000 m ü. M.) runde 8 K bis 12 K tiefer. Bei entsprechenden Lagen sind von dieser Kaltluft besonders Gebiete des höheren Mittellandes (Plaffeien, St.Gallen, Appenzeller Vorderland, Entlebuch), Teile des Tafeljuras (Staffelegg) und tiefer gelegene Kurorte (z.B. Engelberg, Einsiedeln, Heiden) betroffen.

Die Abschätzung der T_x in Gebirgstälern ist schwieriger. Hier spielen Bewölkung, Temperaturschichtung und Talgeometrie eine wesentliche Rolle. Im Sommer lässt sich der Gebirgseinfluss näherungsweise wie folgt schätzen:

$$T_{x1000m} = TT_{850} + 11 \text{ K}$$

Ausgehend von T_{x1000m} lässt sich bei konvektivem Wetter die Nullgradgrenze mit einer vertikalen Temperaturabnahme von -8 Kkm^{-1} abschätzen. Sobald Hochdruckeinfluss überwiegt, eventuell verbunden mit massiver WLA, ist zwischen 1500 und 2500 m ü.M. lediglich mit einer Temperaturabnahme von 4 Kkm^{-1} zu rechnen. Ab Säntishöhe (2500 m ü.M.) nähert sich die Temperaturabnahme wieder einem Gradienten von -8 Kkm^{-1} .

Unrealistisch sind die aufgezeigten Plausibilitätsüberlegungen im Vorfeld von Warmfronten und Okklusionen sowie am Rande kräftiger warmer Hochdruckzellen, bei denen Subsidenz zu mehrblättrigen Inversionen führt. In der Regel enthält der unregelmäßige Temperaturverlauf in der ersten 3000 Meter der Atmosphäre zum Teil mächtige Isothermien, die teilweise zu mehrfachen Nullgrad-Grenzen führen.

Tagesminimum (T_n)

Langwelliger Strahlungshaushalt und Advektion bestimmen die nächtliche Abkühlung. Nachfolgend sind Faktoren aufgeführt, die den Strahlungshaushalt maßgebend beeinflussen, und die es anhand der numerischen Vorhersagekarten (NVKs) einzugrenzen/abzuschätzen gilt.

Die Verteilung der 2m Taupunkte liefert im Allgemeinen eine erste Idee, welche Tiefstwerte zu erwarten sind, zumal bei bedecktem Himmel die Nachttemperatur den abendlichen Taupunkt kaum unterschreitet, vorausgesetzt, es finde keine Temperaturadvektion statt. In den meisten Fällen geht es darum, herauszufinden, um welchen Betrag die Frühtemperatur vom Taupunkt des Nachmittags differiert.

Ein Blick auf das Meteosat Wasserdampfbild (WV) oder auf den Mittagsaufstieg der nächstgelegenen Radiosonde liefert wertvolle Hinweise, wie trocken die mittlere und obere Troposphäre ist. Je kleiner die Taupunktdifferenzen zwischen 850 und 300 hPa sind, desto eher kann davon ausgegangen werden, dass der Nachmittagstaupunkt am kommenden Morgen nicht unterschritten wird, weil der Wasserdampf die vertikale nächtliche Strahlungsdivergenz erheblich dämpft. Bei sehr trockener Luft, das heißt ab Taupunktdifferenzen von 20 K und mehr, ist der Wärmeverlust in den Weltraum am größten. Hier gilt es, Vorsicht walten zu lassen beim Abschätzen der Minimumtemperatur, denn die Chancen stehen gut, dass der abendliche Taupunkt um 3 K bis 5 K unterschritten wird. Die bodennahe Feuchte schlägt sich als Reif oder Tau nieder. Sie geht der Atmosphäre verloren. Das bedeutet gleichzeitig, dass die Taupunkttemperatur ebenfalls sinkt und ein sehr kalter Morgen zu erwarten ist. Im entsprechenden Fall ist im Mittelland zudem abzuklären, ob sich während der Nacht der Hochdruckeinfluss verstärkt, ob also Subsidenz die Taupunktdifferenz zusätzlich erhöht und ob sich allenfalls im Bodendruckfeld massive Strömungsdivergenz (z.B. durch verstärkten Mistral) abzeichnet. Bodennahe Strömungsdivergenz verstärkt die Subsidenz und bietet der Surface Layer kaum die Chance zur Nebelbildung. Höchstens der Aare entlang von Solothurn an flussabwärts mag hartnäckiger Nebel entstehen (hängt von der Jahreszeit ab).

Sind die Taupunktdifferenzen in den ersten paar hundert Metern klein und bestehen keine Anzeichen für

Bodendivergenz, bildet sich Nebel. Dieser stellt sich mit Sicherheit dann ein, wenn der Nachmittag bereits dunstig gewesen ist, die Alpen beispielsweise von Bern aus nur schemenhaft zu erkennen gewesen sind, und die kommende Nacht klar bleibt. Dann kann die Taupunkttemperatur als Minimumwert des folgenden Morgens angenommen werden.

Bei stationären Luftmassen und vergleichbaren Bewölkungsverhältnissen lohnt sich ein Blick auf die Frühtemperaturen des aktuellen Tages. Vorausgesetzt, Advektion spiele keine Rolle und auch die langwellige Strahlungsbilanz sei vergleichbar, kann für den folgenden Tag mit ähnlichen Werten gerechnet werden (Vorsicht: kleine Nuancen gibt es immer, vor allem wenn die Bewölkung ändert - mehr Wolken mindern die Abkühlung, weniger Wolken begünstigen sie). Oft ist es im Winter auch so, dass die Minimumtemperatur unter dem Nebel von Tag zu Tag sinkt, weil die reduzierte Einstrahlung während des Tages die nächtliche Kaltluftadvektion (Bergwind, Hangabwind) nicht auszugleichen vermag.

Samedan und Ulrichen liefern das Stichwort für zwei weitere Faktoren, welche die Temperatur maßgeblich beeinflussen: Schnee und nächtlicher Kaltluftabfluss (Drainage Flow). Ersterer wirkt als Schwarzstrahler und begünstigt die Entwicklung einer seichten Kaltluftschicht, deren Temperaturen markant von solchen am Hang oder auch nur in leicht erhöhten Lagen über dem bodennahen Kaltluftsammlgebiet abweichen. Die bodennahe Kaltluftschicht wird durch Hangabwinde in den Stunden der Abenddämmerung und Ausstrahlung in der ersten Nachthälfte gebildet. In der zweiten Nachthälfte dominiert die langwellige Ausstrahlung. Die abfließende Kaltluft am Hang wird durch wärmere Luft aus dem hangnahen Bereich des Talquerschnitts ersetzt und erwärmt sich beim Absinken trockenadiabatisch. Sie ist daher leichter als die bereits stark abgekühlte bodennahe Kaltluft und schichtet sich über dieser ein. Dies führt in Gebirgstälern zu mehrblättrigen Inversionen, die sich morgens regelmäßig durch Dunst-, zum Teil auch Rauchsichten abzeichnen.

Inneralpine Hochtäler sind wegen der trockenen Luft und des klaren Himmels immer gut für markante Tiefstwerte, ganz besonders bei einer geschlossenen Schneedecke. Hier einen guten "Träf" zu erzielen, funktioniert fast nur via Analogfall oder mit der Devise: "Morgen früh mag es wohl gleich oder ähnlich aussehen wie heute Morgen".

Advektion beeinflusst die Nachttemperaturen ganz erheblich. Auch hier gilt das erste Augenmerk der Bewölkung. Mit viel Wind (präfrontal) und mehr als 5/8 Wolken liegen die Minimumtemperaturen im Bereich von $TT_{850} + 8$ K. Im günstigsten Fall kann von TT_{850} trockenadiabatisch hinuntergerechnet werden (10 K km^{-1}). Nächtliche Turbulenz und Warmluftadvek-

tion, sprich Hinuntermischen von Warmluft im Warmsektor, führen meist in Basel sowie in den tiefen Lagen der Zentral- und Nordostschweiz zu Höchstwerten der Morgentemperatur. Besonders sensibel reagieren Stationen oberhalb von rund 800 m ü. M., da diese außerhalb der kältesten Luft des Mittellandes liegen.

Fließt aus West bis Nordwest Kaltluft über den Jura ins Mittelland, so gilt das Augenmerk am Vorabend der Luftmassentemperatur und vor allem den Taupunktwerten. Erfahrungsgemäss reagieren die Stationen im Jura und mit etwas Zeitverzug auch im Mittelland rasch auf die neue Temperatur. In den nördlichen Alpentälern hingegen hält sich die Frühtemperatur an den Taupunktwert des Vorabends, weil hier die autochthone Luftmasse noch nicht ausgeräumt worden ist (und das Temperaturbild eventuell durch Föhneffekte verzerrt wird). Mit vergleichsweise hoher Morgentemperatur fallen Interlaken (06734), Altdorf (06672), Glarus (06685) und Chur (06786) auf. Auch höher gelegene Stationen wie etwa Disentis (06782) oder Davos (06784) sind deutlich wärmer als vergleichbare Stationen im Westen, wie beispielsweise Fretaz (06619), der Napf (06639) oder Chasseral (06605) und La Dôle (06702). Die Problematik unterschiedlicher Luftmassen und der davon abhängigen Frühtemperatur widerspiegelt sich in der Regel auch im Niederschlagsgeschehen mit Schneefall in La Chaux-de-Fonds (06612) und Fahy (06616), während die Schneefallgrenze gleichzeitig in Graubünden noch zwischen 1500 und 1800 m ü.M. verharrt.

Bei präfrontalem Südwestwind liegt die Schneefallgrenze zwischen dem westlichen Berner Oberland und dem oberen Emmental (Kemmeriboden) rund 300 Meter höher als aufgrund der Modellluftmasse zu erwarten ist. Die Schneefallgrenze sinkt erst bei Winddrehung auf Nordwest.

Ebenfalls in die Kategorie Advektion fallen all jene Situationen, bei denen der Föhn im Spiel ist. Analogfälle helfen hier sehr, besonders solche mit vergleichbaren Vertikalprofilen der Temperatur (RASO Analogfälle). Eine erste grobe Schätzung bietet die 2000 Meter Temperatur. Dabei gilt es zu beachten, dass jene Gipfel/Pässe, die in der (feuchten) Luftmasse der Alpensüdseite liegen, zwischen 3 K und 5 K, im Extremfall bis 8 K kälter sind als vergleichbare Gipfel außerhalb der Staubewölkung. Die 8K bedeuten einen Extremwert, der dann auftritt, wenn die winterliche Kaltluft über der Poebene zwischen 2000 und 2500 Meter mächtig ist und beispielsweise der Gütsch ob Andermatt (06750) vollständig in diese Luftmasse eintaucht, während der Pilatus (06659) von Luftmassen bestrichen wird, die sich infolge Subsidenz erwärmt haben und als Ausgangswert auch ein höheres Θ_e aufweisen als jene beim Gütsch. Ähnlich wie der Gütsch reagiert die Station Grimselospiz (06744).

Die Föhntemperatur der Nacht lässt sich mittels Extrapolation entlang der Trockenadiabate herleiten (Sonneneinstrahlung und entsprechender diabatischer Zuschlag spielen erst am Tag eine Rolle). Die Föhntemperatur in Altdorf lässt sich meist ausreichend mit jener des Gütsch berechnen: $ALT = GUE + 17 \text{ K}$.

Da mit zunehmender Entfernung vom Hangfuß Luft aus höheren Schichten den Boden erreicht, weist diese Luft meist auch höhere potentielle Temperaturen auf, besonders dann, wenn auf der Alpensüdseite eine markante thermische Schichtung vorhanden ist (bei konvektivem Föhn sind die Effekte kleiner). Dies führt zu höheren Temperaturen als bei Stationen am Hangfuß. Oft ist es in Vaduz (06690) bis zu 3 Grad wärmer als in Chur (06786).

Stationen am Hang oder auf Kuppen sind kaum oder überhaupt nicht vom Drainage Flow beeinflusst. Ihre Morgentemperatur liegt in der Regel über jener von Talstationen im Mittelland. Doch auch hier gilt: "Keine Regel ohne Ausnahme". Diese tritt hauptsächlich im Herbst und im Winter auf, wenn das Mittelland nicht mehr nur in einer Kaltluftschicht, sondern einem eigentlichen Kaltluftsee liegt und eine schwache bis mäßige Bise weht. Die Bisenturbulenz ist die Voraussetzung für eine Höheninversion, ausgenommen es herrsche massive Subsidenz. Die tiefste Temperatur tritt dann an der Basis der Höheninversion auf, also zwischen 700 und 1100 Meter. Kandidaten für sehr tiefe Werte sind regelmäßig Plaffeien (06628), die Lägern (06669), St.Gallen (06681), Engelberg (06655) und verwandte Orte. Meist liegen diese Inversionsuntergrenzen in dichtem Nebel, der bei negativer Temperatur zu Reifansatz an Vegetation und auf Strasse führt (Reifglätte in den Nebelrandgebieten). Der Reifansatz wird durch die Tatsache begünstigt, dass im oberen Drittel der Nebel- / Hochnebeldecke größere Tropfenradii auftreten als an der Nebelunterseite (Turbulenz, ausgelöst durch die Abkühlung infolge nächtlicher Ausstrahlung an der Wolkenoberfläche und nachfolgende Koagulation sind die Ursache für die ungleiche Verteilung der Tropfengrößen).

Bei Nebel ist die tägliche Amplitude der Temperatur sehr gedämpft. Werte zwischen 2 K und 4 K sind zu erwarten. In der Regel entspricht die Tiefsttemperatur dem aktuellen Taupunkt.

An Gipfelstationen hängt die Frühtemperatur markant vom Wind ab. Bei ausreichender Windgeschwindigkeit (10 kt und mehr) entspricht der Wert in etwa der Luftmassentemperatur. Ist es windstill, so sinkt die Frühtemperatur um 4 K bis 6 K unter den Tageshöchstwert. Wegen der exponierten Lage reagieren Gipfelstationen sehr rasch auf Luftmassenwechsel.

Analyse von Bodenwetterkarten

Grundsätzliches

- In einer Zeit, in der sich außer der eigentlichen Wetterbeobachtung, ein Großteil der synoptischen Meteorologie am Bildschirm abspielt, scheint es ein bisschen antiquiert zu sein, eine Anleitung zur selbstständigen Auswertung der Bodenwetterkarte abzdrukken. Ziel der folgenden Ausführungen ist es, trotz dominierender Arbeit am Bildschirm bestehendes Wissen über manuelles Vorgehen der Analyse nicht in Vergessenheit geraten zu lassen. Die Handanalyse kommt unter anderem noch während Segeltörns zum Tragen.
- Handanalysen werden entweder von angefresenen Wetterfreaks zwecks Erkennens lokaler Gags oder dann in Einzelfällen von Berufts wegen durchgeführt. Beispiele sind die Bodenwetterkarte des Meteorologischen Instituts der FU Berlin oder die Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdienstes DWD. Letztere ist einzusehen unter:

<http://www.dwd.de/>

- Eine phantastische Homepage, die zeigt, was automatisierte mesoskalige Analyse heute leistet, bietet das Storm Prediction Center.
<http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/>

Elemente, die immer analysiert werden:

- Luftdruck: (Isobarenverlauf **schwarz**)
- Druckzentren: (**Hoch = blau**, **Tief = rot**)
Diese Farbgebung besteht im angelsächsischen Sprachraum und in Frankreich. In Deutschland gilt (Hoch = rot, Tief = blau). Worauf die unterschiedliche Handhabung der Farbgebung beruht, entzieht sich meiner Kenntnis. Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass sich die eine Farbgebung auf das Gefahrenpotential (Tief, Sturm, Gefahr), die andere auf die Temperatur (Hoch, Subsidenz, Erwärmung) beziehen könnte. Für Hinweise bin ich dankbar.
- Niederschlag: (flächige Darstellung, meist schraffiert: Niesel/Regen = **grün**, Schnee = **hellgrün**)
- Nebel: (**gelbe** Flächen)
- Signifikantes Wetter: (mit Symbolen)
- Fronten und Konvergenzlinien: (mit Linien)

Elemente, die bei Bedarf analysiert werden

- Luftdruckänderung (Isallobaren), sind hilfreich bei der Frontenanalyse. Isallobaren zeigen die Druckänderung innerhalb der vergangenen drei Stunden.
- Zentren der Druckänderung
- Bewölkung

Reihenfolge in der Analyse

- Vorläufige Druckfeldanalyse
- Markierung der Niederschlagsgebiete, Nebelgebiete und des signifikanten Wetters
- Markierung der Druckänderung
- Festlegen der Fronten / Konvergenzlinien
- Definitive Druckfeldanalyse
- Definitive Analyse von Nebel- und Niederschlagsgebieten

Frontenanalyse

- Fronten sind stets mit konvergenter Strömung verbunden (Bodendivergenz wirkt frontolytisch). Eine Analyse des bodennahen Windfeldes gibt vielfach wichtige Hinweise über die Frontposition, besonders in der warmen Jahreszeit. Im Winter maskiert blockierte Kaltluft das Windfeld (Schweizer Mittelland, Bayerisches Alpenvorland, Ungarische Tiefebene, Beckenlandschaft von Böhmen). Falls die Surface Layer stagniert, sind die Bodenwindfelder diffus und eignen sich nicht zum Lokalisieren der Front.
- Für die Analyse von Luftmassengrenzen in der Bodenwetterkarte sollten stets auch Höhenwetterkarten zur Verfügung stehen, bevorzugt jene der 925, 850 und 700 hPa Druckfläche. In den Höhenwetterkarten zeichnen sich Fronten relativ deutlich anhand der Θ_w / Θ_e ab. In Bodennähe können besonders schwache Fronten durch Effekte der Surface Layer maskiert sein. Bei der Verwendung von Höhenwetterkarten gilt es zu beachten, dass die Frontflächen geneigt sind. Jede Front ist ein Individuum, das sich oft genug nicht nach Schulbuch verhält, sondern in vielen Fällen das Eigenleben voll zur Geltung bringt, besonders in der Annäherung an die Alpen. Daher sind Neigungsfaktoren immer nur Näherungen: Kaltfronten 1/80, Warmfronten 1/150. Das bedeutet, dass sich in 1000 Meter über Grund Warmfronten bereits

150 Kilometer vor der Bodenfront zeigen. Bei Kaltfronten liegt die Front in 1000 Meter über Grund 80 Kilometer hinter der Bodenfront. Dies gilt es zu beachten. Die Höhendifferenz zwischen dem Mittelland und der 850-hPa-Druckfläche beträgt rund 1000 Meter. Doch wie angetönt, im Einzelfall können die Neigungen auch anders aussehen, besonders wenn sich die Frontverlagerung in Bodennähe verzögert. Im Fall von Splitfronten eilt die Höhenkaltluft der Bodenfront sogar voraus und macht sich mit Schauern, zum Teil auch Gewittern bemerkbar.

- Von Spezialfällen abgesehen, kann man davon ausgehen, dass sich eine schwache Front im 850-hPa-Niveau mindestens durch eine Temperaturänderung von 3 K bis 6 K auszeichnet. Markante Kaltfronten erreichen 10 K, wenn es hoch kommt, 15K.
- Wesentliches Merkmal ist die Isothermenscharung hin zur kalten Seite der Luftmassengrenze. Vor einer Warmfront steigt die Temperatur langsam an (*ausgenommen Regen verwischt diesen Anstieg durch Verdunstungsabkühlung*). Nach Durchgang einer Warmfront bleibt

die Temperatur im Warmsektor mehr oder weniger konstant. Ein zusätzlicher Anstieg erfolgt nur mithilfe der Sonneneinstrahlung oder infolge Föhneffekte. Zu ihnen gehören auch die lokalen "Westföhn" Gags entlang der Voralpen (Luzern). Die Front liegt immer auf der warmen Seite des Isothermengefälles, wie auf der unten aufgeführten 850 hPa Karte des Vereins Berliner Wetterkarte e.V. sehr schön zu sehen ist (Abb. 1).

- Beim Annähern einer Kaltfront bleibt die Temperatur konstant oder steigt kontinuierlich. Auslöser ist Turbulenz, welche eine ausgeprägte vertikale Durchmischung ermöglicht. Nach Frontdurchgang sinkt die Temperatur. Besonders deutlich fällt der Temperaturrückgang bei diabatischer Abkühlung infolge kräftiger Schauer (Schnee/Regen, Aprilwetter) aus.
- Per Definition ändert der Verlauf der Druckänderung an der Front. Hier ist es entscheidend, Bodenstationen zu berücksichtigen. Gipfelstationen reagieren weniger deutlich und verzögert auf Frontdurchgänge.

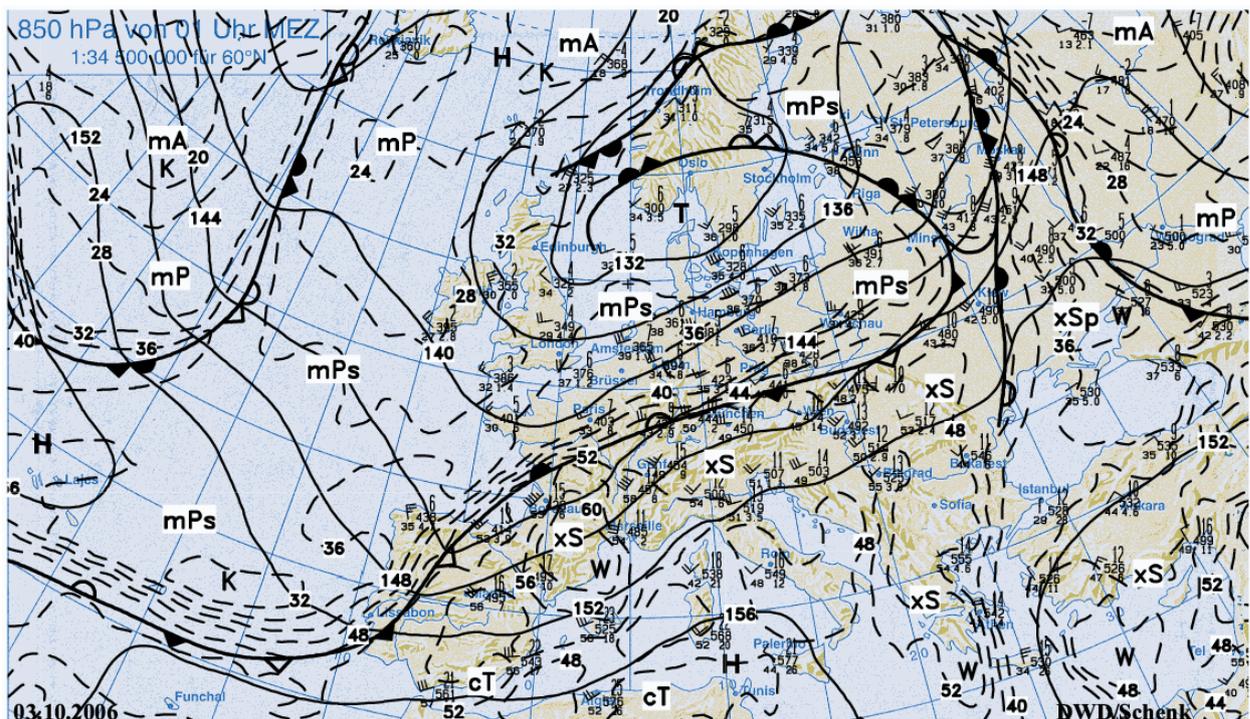


Abb. 1: Analyse 850 hPa, Dienstag, 03. Oktober 2006, 00UTC.

Quelle: Verein Berliner Wetterkarte e.V.: <http://www.berliner-wetterkarte.de/>

- Troglinien auf der Rückseite aktiver Kaltfronten (unter der Achse der Höhenkaltluft). Vielfach steigt der Luftdruck nach Kaltfrontdurchgang nicht schön linear, sondern in Schüben an. Diese Schübe korrespondieren mit Kaltluftstafeln, die ähnlich Heckwellen eines Schiffs, einer markanten Kaltfront folgen. Solange sich die Achse der kältesten Luft direkt über solchen Wellen befindet, ist Instabilität gewährleistet, die sich in Form von in der Strömung mit schwimmender Cb's (EMBD CB = Embedded Charlie Bravo, oder EC = Enhanced Convection) abzeichnet. Nach Wegdrehen der Trogachse schränkt die Advektion von Warmluft und antizyklonaler Vorticity das Wachstum von Quellwolken ein. Die Schaueraktivität lässt nach. Das Wetter beruhigt sich, und der Himmel klart auf. Bei markanter KLA und nachfolgendem nächtlichen Aufklaren kann die Minimumtemperatur weit unter den Taupunkt des Vorabends sinken.
- Konvergenzlinien treten in weit offenen Warmsektoren oder auf der Rückseite von Kaltfronten (vgl. Kartenbeispiel) auf. Konvergenzlinien werden im Sommer meistens durch regionale Wärme- (Hitze-) Tiefs ausgelöst, oft kombiniert mit einem mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Kurzwellentrog in der Höhe (beachte Isothermenverlauf und relative Vorticity im 500-hPa-Niveau). Manchmal liegen sie Hunderte von Kilometern vor der nachfolgenden Kaltfront, manchmal auch relativ nahe an ihr. Dann wirkt meist in der Höhe vorausliegende Kaltluft als Auslöser für konvektive Instabilität und beschleunigtes Aufsteigen entlang konvergenter präfrontaler Bodenwinde. Konvergenzlinien sind in den Vorhersagekarten des UK MetOffice, des KNMI (holländischer Wetterdienst) und des DWD (Deutscher Wetterdienst) eingezeichnet
- Konvergenzlinien hinter aktiven Kaltfronten zeichnen sich durch Windscherung und folglich durch sekundäre Maxima positiver relativer Vorticity aus.
- Erfolgreiche Frontenanalyse beginnt im Zentrum des Tiefs, da die Luftmassenkontraste mit zunehmender Entfernung vom Tiefdruckzentrum abnehmen.
- In den seltensten Fällen sind alle Frontkriterien schön erfüllt. Oft hilft die Interpolation zwischen Gebieten, in denen die Front deutlich ausgeprägt ist, weiter.
- Die Analyse von Wettermeldungen erfolgt normalerweise nicht isoliert, sondern mit dem Vorwissen, was in den vergangenen 3 bis 12 Stunden geschehen ist. Als Beispiel einer entsprechenden Abfolge sind die Bodenanalysen des Deutschen Wetterdienstens aufgeführt. Sie zeigen die Wettersituation zwischen 06 und 18UTC von Dienstag, 03. Oktober 2006.

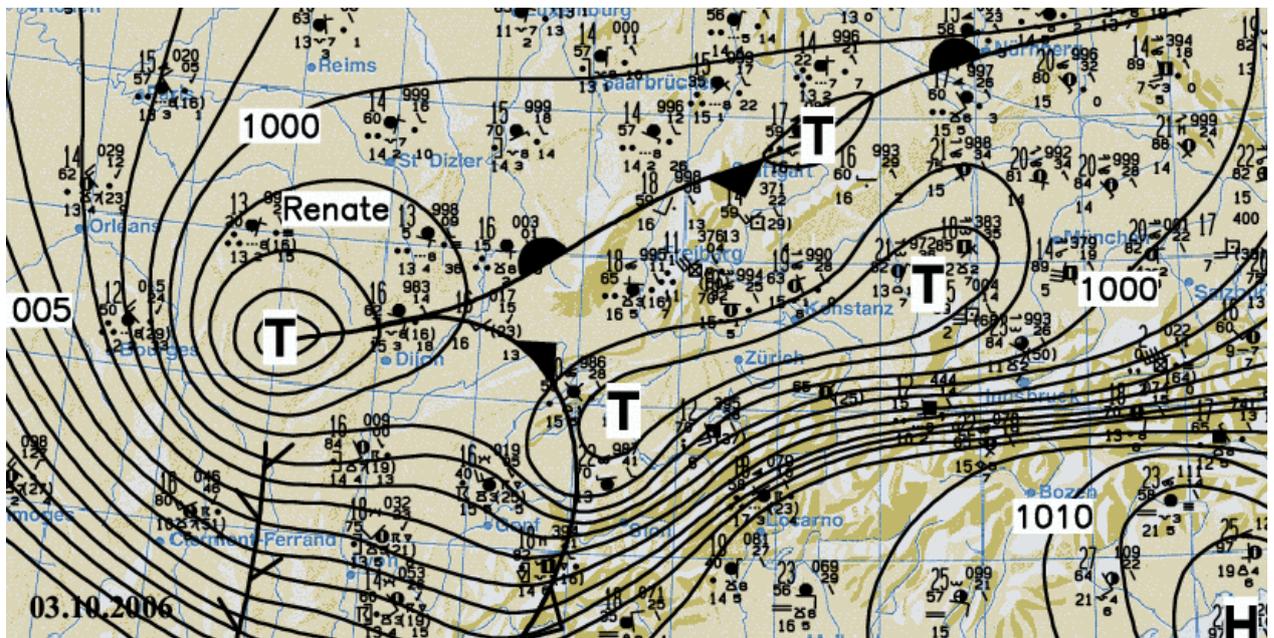


Abb. 2: Analyse des Bodendruckfeldes, Dienstag, 03. Oktober 2006, 12UTC
 Quelle: Verein Berliner Wetterkarte e.V.: <http://www.berliner-wetterkarte.de/>.

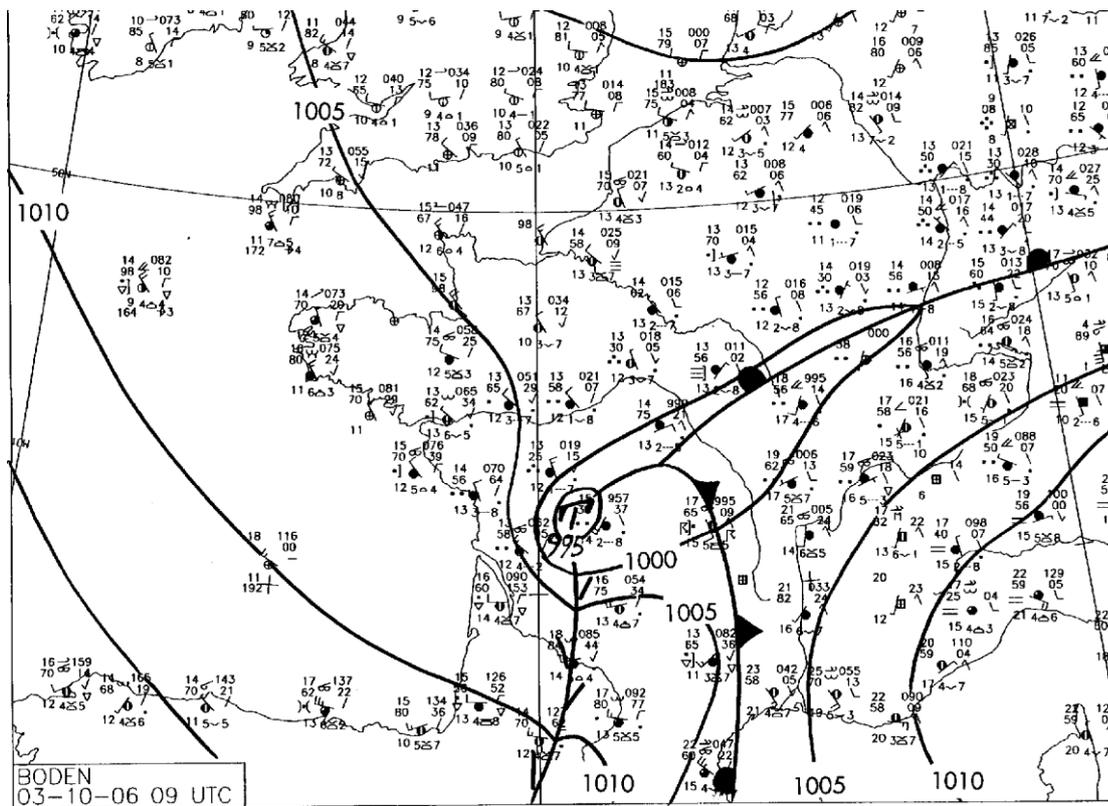
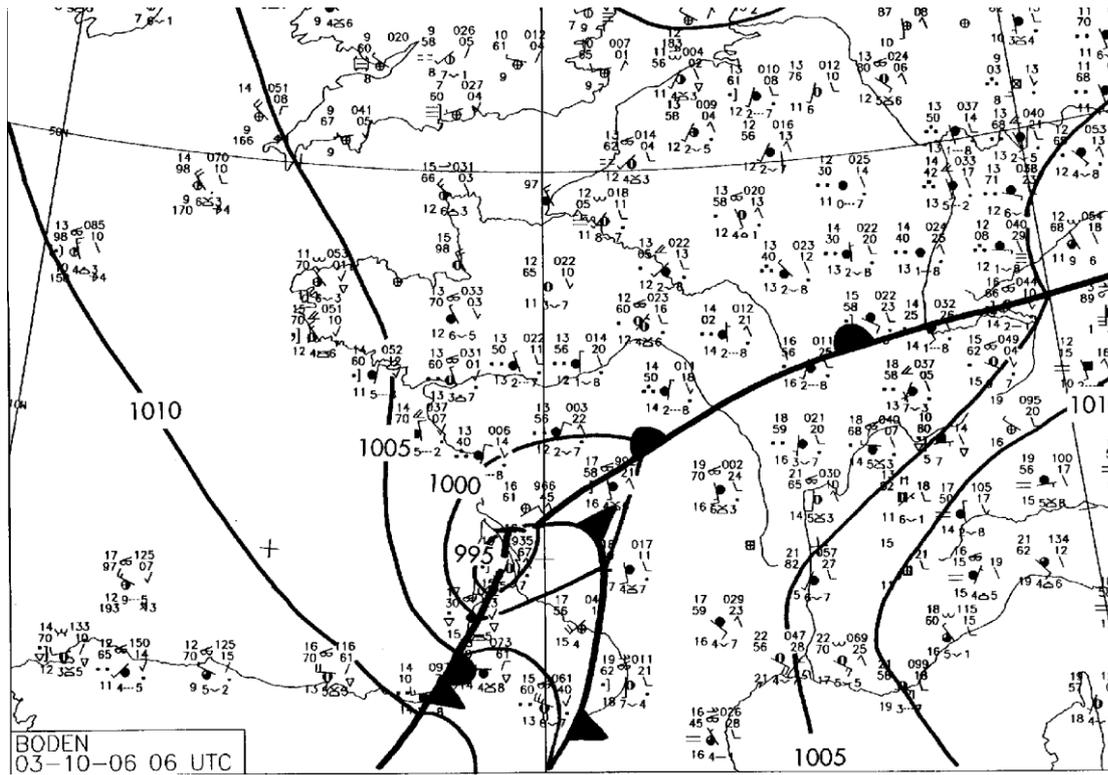


Abb. 3: Analyse Boden, 03. Oktober 2006 / 06 und 09 UTC

www.dwd.de oder <http://www.flenswetter.de/index.php/wetterkarten-download>

(Die aktuelle Karte wird nach 3 Stunden immer wieder überschrieben).

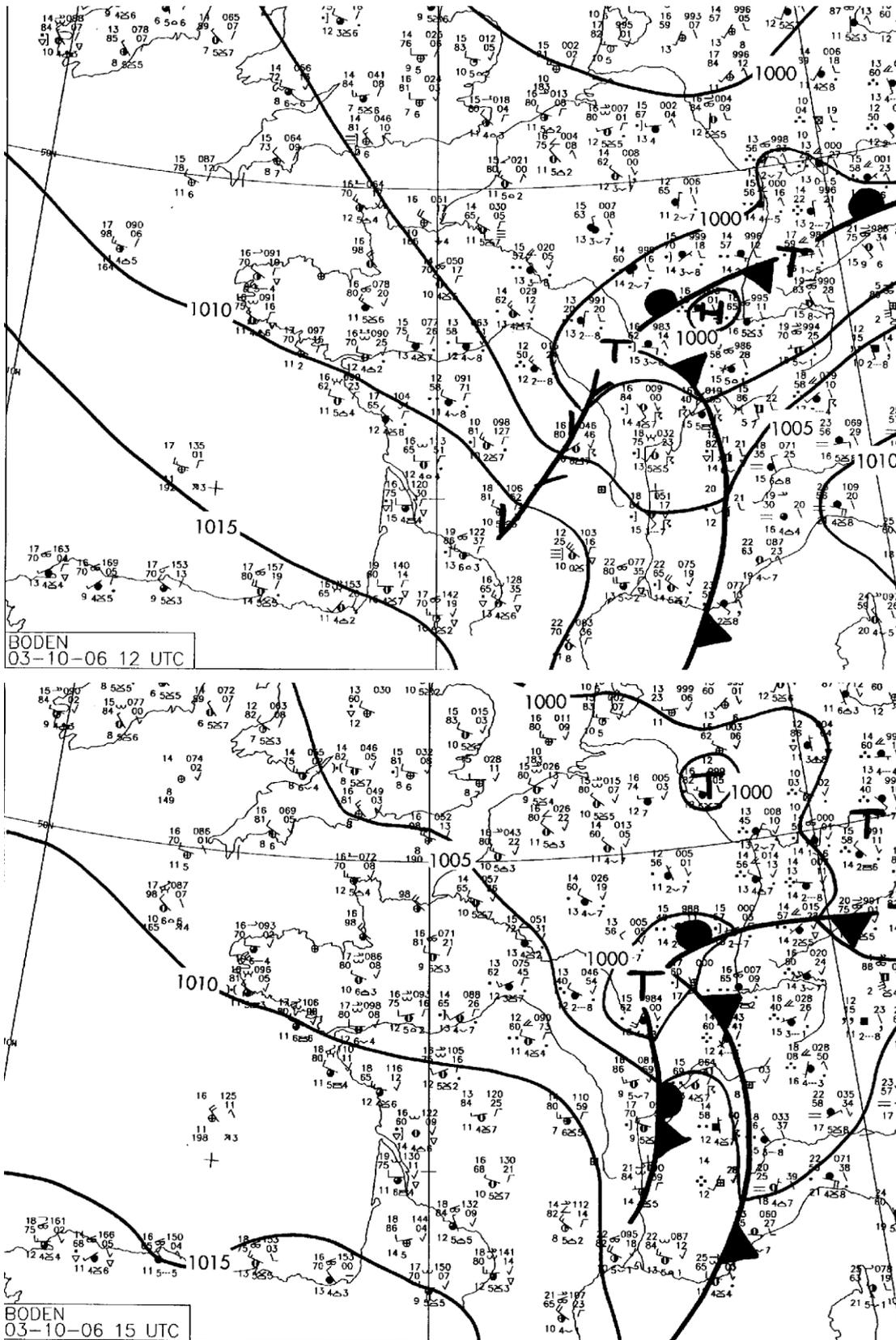
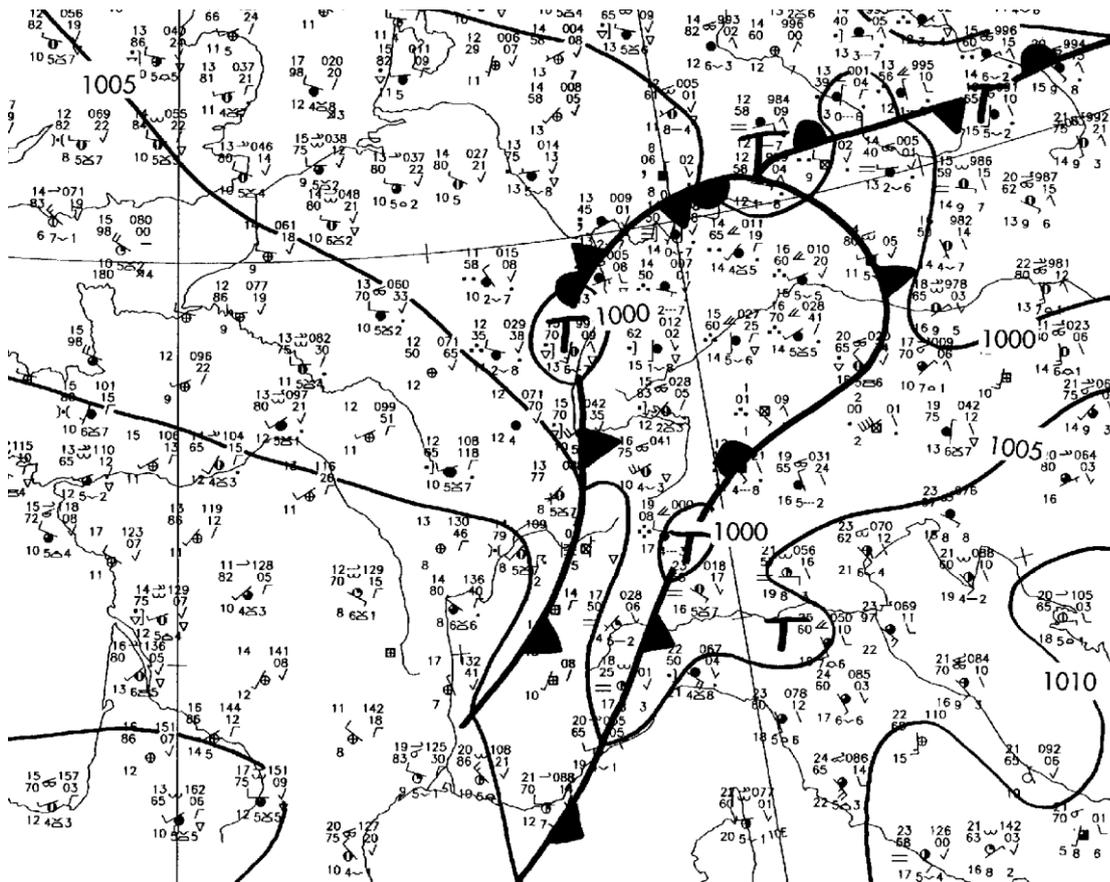


Abb. 4: Analyse Bodensee, 03. Oktober 2006 / 12 und 15 UTC

www.dwd.de oder <http://www.flenswetter.de/index.php/wetterkarten-download>

(Die aktuelle Karte wird nach 3 Stunden überschrieben).



BODEN
03-10-06 18 UTC

Abb. 5: Analyse Boden, 03. Oktober 2006 / 18 UTC

www.dwd.de oder <http://www.flenswetter.de/index.php/wetterkarten-download>

(Die aktuelle Karte wird nach 3 Stunden überschrieben).

Entwicklungsregeln

Zyklonale Entwicklung

- Positive Vorticity Advektion (PVA) im 500 und 300-hPa-Niveau.
- Ausgeprägte WLA in der unteren und mittleren Troposphäre (Warmluftzunge auf 850 hPa Vorhersagekarte, "Spanish Plume" im Sommer).
- Labile Schichtung.
- Erwärmung von unten (z.B. kalte Luftmassen über warmem Meer).
- Ausgeprägte Divergenz im 300-hPa-Niveau. Erweist sich besonders im Sommer als ausgezeichneter Hinweis, wo sich bei ausreichender diabatischer Wärmezufuhr in den unteren Luftschichten Gewitter entwickeln.

Antizyklonale Entwicklung

- Negative Vorticity Advektion (NVA) im 500 und 300-hPa-Niveau.
- großräumige und hochreichende Kaltluftzufuhr (KLA). Mit einsetzender Subsidenz nimmt auch die Stabilität zu.
- Abkühlung von unten (warme Luftmassen über kaltem Oberflächenwasser) führt zu Stabilisierung.
- Divergentes Bodenwindfeld knackt hartnäckige bodennahe Bewölkung sehr effizient. Bodennahe Strömungsdivergenz (Richtung und Geschwindigkeit) erzwingt Absinken und entsprechende adiabatische Erwärmung, respektive Vergrößerung der Taupunktdifferenz (Spread). Postfrontaler Mistral erweist sich im westlichen Mittelland oft der Auslöser für sehr effizientes Aufklaren, selbst entlang der Voralpen.

Warmfront - niederschlagsaktiv

- Warmsektor ist gegen Alpen gerichtet und gleichzeitig offen zur Luftmassenquelle über dem subtropischen Atlantik. Dazu gehören speziell winterliche Warmfronten aus Nordwest, verbunden mit kräftigen Höhenwinden. Diese Konstellation führt zu erheblichen Neuschneemengen, besonders vom Gotthardgebiet an ostwärts. Zwar ist der Wassergehalt der Bewölkung kleiner als bei identischer

Lage im Sommer, doch garantiert der stürmische Wind den Massenfluss (Februar 1999).

- Hochreichende Kaltluft im Raum Adria / Balkan verzögert die Ostverlagerung der Störung und verstärkt die Hebung.
- Höhenströmung 500 und 300 hPa im rechten Eingangsbereich des Jet Streak. Diese Position deckt sich mit dem Gebiet verstärkter Hebung. Auf der 300-hPa-Karte herrscht ausgeprägte Geschwindigkeitsdivergenz.
- Dreistündige Druckänderung kleiner als 1 hPa.

Warmfront - wenig bis kein Niederschlag

- Südlicher Bereich einer lang gezogenen Warmfront und nachfolgende Kaltfront haben Tendenz inaktiv zu werden (zunehmend subsident). Entlang der nördlichen Voralpen zeigt sich in den unteren Luftschichten infolge negativer relativer Vorticity oft ein Band trockener Luft, manchmal verstärkt durch schwachen Föhn.
- Warmsektor Strömung aus SW, nicht direkt gegen Alpen gerichtet (antizyklonale SW-Lage).
- Westföhn. Reibungsdivergenz am Alpen-nordhang, verbunden mit Subsidenz und stabiler Schichtung oberhalb von rund 2000 Metern. Tritt oft bei Annäherung einer lang gestreckten und quasi-breitenkreisparallelen Kaltfront auf. Die Front verzögert sich spätestens über Jura und Schwarzwald. Zum Teil verliert sie ihre Niederschlagsaktivität vollständig. Oft gelangt die Front erst nach massiver Verzögerung bis zu den Alpen und führt anschließend besonders in der Ostschweiz trotzdem noch zu Regen oder Schneefall.

Aufhellungen wahrscheinlich

- Postfrontale Aufhellungen nach aktiver Kaltfront (Achtung, oft folgt in ein paar Hundert Kilometern Abstand noch eine Konvektionslinie mit Regen/Schneeschauern, selbst wenn der Abendhimmel sternenklar ist).
- Nach Abzug der Trogachse. Kräftige Subsidenz bei Annäherung des nachfolgenden Rückens. Achtung, bei raschem Wechsel von Trog zu Rücken können infolge massiver WLA in der Höhe auch ausgedehnte Cirrenfelder (Cs) auftreten und die Sonne verdecken.

- Bei starkem Bodenwind aus Sektor West (wichtig ist, wie weit nördlich/südlich die dazugehörige Kaltfront an der Schweiz vorbeizieht/vorbeischiebt). Je nördlicher desto größer sind die Chancen für Aufhellungen.

Aufhellungen wenig wahrscheinlich

- Abgeschnürter Trog mit Genuatief und "retour d'est" von feuchter Mittelmeerluft (im Winter ergiebige Schneefälle in der Ostschweiz)
- Langsame und flache KLA ohne ausgeprägten Trog. Druckanstieg über den Britischen Inseln und Nordostfrankreich verstärken Stauwirkung entlang der Alpennordseite. Wetter bessert erst, wenn die kälteste Luft an den Alpen liegt. Meist ist die kälteste Luft auch mit tieferen Taupunkten und einem zunehmenden Spread verbunden (trockener).

Nebelauflösung wahrscheinlich

- Zufuhr trockener Luft aus Osten (Taupunkte beachten, tiefe Θ_e und Θ_w).
- Bei dünner Nebeldecke fördert Bodendivergenz die Nebelauflösung sehr effizient.
- Der Nebel lockert oder löst sich im Verlauf des Tages oft entlang des Höheren Mittelands auf. Thermik und schwache Hangwinde sind dafür verantwortlich.
- Hochnebel reagiert sensibel auf Druckschwankungen. Ein markantes Abflauen der Bise, verbunden mit einem Absinken der Hochnebelobergrenze führt oft zur Nebelauflösung und zu einer Nebel-Neubildung in der folgenden Nacht, dann mit einem Nebeltop auf 800 bis 1000 Meter.
- Der Aufzug hoher und mittelhoher Bewölkung führt infolge langweiliger Gegenstrahlung oft (aber nicht immer) zum Auflösen des Nebels. Häufig bleibt mäßiger Dunst zurück.
- Der Nebel kann sich auch nach Durchgang einer Schwerewelle (Gravity Wave) unverhofft auflösen. Dieser Prozess ist kaum vorherzusagen, jedoch sehr wirksam. Schwerewellen spielen auch bei der Hochnebelndynamik in Gebirgstälern eine Rolle. Hier lassen sie sich zeitweise anhand von Webcam Bildern dokumentieren.

Nebelauflösung unwahrscheinlich

- Feuchte Grundschicht und auffrischende Bise führen zu geschlossenem Hochnebel.
- WLA in der Höhe. Subsidenz trockener Luft in der Höhe verschärft die Inversion über der Alpennordseite.
- Großräumige Hebung begünstigt kleinen Spread und dadurch den Verbleib der Nebel-luft.
- Schwacher Nordstau nach Frontdurchgang und Mächtigkeit der feuchten Luft von mindestens 1000 Meter (Spread in Radiosonde von Payerne und Stuttgart beachten) sind Voraussetzungen für eine zähe Nebelauflösung. Oft verbleibt die Nordostschweiz ganztags unter hochnebelartiger Bewölkung.
- Bodennebel hält sich im Hochwinter bei markanter Inversion und zunehmendem SW in der Höhe besonders im Aargau und im Kanton Schaffhausen (zum Teil auch im zürcherischen Weinland).
- Vertikales Temperaturprofil beachten. Nimmt innerhalb der Inversionsschicht auch der Taupunkt kontinuierlich zu, spricht dies für einen sehr "feuchte" Nebel (relativ hoher Anteil an Flüssigwasser). Dieses muss zuerst verdunsten, bis sich der Nebel auflöst. Im Winter sind die Bedingungen dazu sehr ungünstig. Der Nebel bleibt.
- Heikel wirkt sich bei der Nebelauflösung auch die Advektion feuchterer Luft zwischen 1000 und 2000 Meter über Meer aus (beachte Taupunkt). Der vertikale Feuchtefluss kann den Nebel regenerieren.
- Heikel ist die Nebelprognose auch im Falle einer klaren Nacht mit massiver Feuchtedeposition (Tau, Reif). Da diese nach Sonnenaufgang infolge einsetzender Erwärmung wieder in die Atmosphäre gelangt, kann die Verdunstung besonders im Winterhalbjahr spielend zu einem nebligen Vormittag führen. Im schlimmsten Fall bleibt der Nebel auch am Nachmittag. Vorsicht bei der Beurteilung von SYNOP Meldungen am Morgen. SKY CLEAR (SKC) bedeutet in tieferen Lagen **nicht zwingend** NO FOG. Bereits eine Stunde später kann die horizontale Sichtweite deutlich unter 1000 Meter sinken.

Wetterlagen

Westlagen

- großzügig zonale Struktur in den Höhenkarten (700 bis 300 hPa).
- Hohe Windgeschwindigkeiten, besonders in der Höhe (Einfluss Jetstream).
- Westlagen sind im Winterhalbjahr häufig mit WLA verbunden und führen zu steigender Temperatur und Schneefallgrenze. Im Sommerhalbjahr dämpfen Westlagen die Tagesmaxima (*Westlagen nehmen ab August wieder zu*).
- Windspitzen im Mittelland hängen stark von der Temperaturschichtung ab. Besonders im Herbst und im Winter ist im Jura, Napfgebiet und entlang der Voralpen Sturm möglich, während man davon im Mittelland relativ wenig spürt. Verantwortlich dafür ist die stabile Schichtung (Werte zwischen Isothermie und -3 Kkm^{-1}). Sobald der Wind stärker durchgreift, akzentuiert sich die Temperaturabnahme auf -6 Kkm^{-1} oder mehr.
- Bei guter Durchmischung (-8 Kkm^{-1} oder mehr, postfrontal bis -10 Kkm^{-1}) entsprechen die Windspitzen im Mittelland ungefähr dem mittleren Wind auf der 850-hPa-Druckfläche. In erster Näherung lassen sich dann die modellseitig prognostizierten 850er Windgeschwindigkeiten als Windspitzen im Mittelland lesen.
- Maximale Windgeschwindigkeiten werden auf den Jurahöhen (La Dôle, Chasseral), entlang der Voralpen (Säntis) und bei ausgeprägtem präfrontalem LLJ auch auf dem Napf und der Lägern gemessen. Messungen an den ENET-Stationen Bantiger, Üetliberg sowie an der ANETZ-Station Hörnli zeigen, dass das Geschwindigkeitsmaximum manchmal sogar in Höhenlagen zwischen 800 und 1000 Meter auftritt (z.B. während des Weststurms "Lothar" am 26. 12. 1999. Verantwortlich dafür ist nicht zuletzt auch der Speedup über kuppertem Gelände. (*In den innern Alpen tritt der Wind abgeschwächt in Erscheinung. Von Sturm ist hier und besonders in den Bündner Alpen nichts oder wenig zu spüren. Anders sieht es aus, wenn der Wind auf Nordwest bis Nord dreht*).
- Die Ergiebigkeit des Niederschlags hängt stark von der Anströmrichtung und der Nähe der Front zu den Alpen ab. (*Oft tritt nur im Jura und in der Nordschweiz von Basel bis an den Bodensee Niederschlag auf. Gegen die Alpen hin werden die Aufhellungen größer. In den inneren Alpentälern, inklusive Domleschg und im Tessin bleibt das Wetter trocken*).
- Bei weit offenem Warmsektor wird die Schweiz häufig nur von Ac-Feldern gestreift. Vielfach herrscht auch recht sonniges Wetter, was zusammen mit der WLA zu markanten Tagesmaxima der Temperatur führt. (*Bei entsprechenden Lagen fallen regelmäßig Luzern, zum Teil auch die Gebiete am oberen Zürichsee durch besonders hohe Werte auf, was in erster Näherung als Föhntendenz im Lee der Voralpen und des Napfberglandes interpretiert werden kann. Detaillierte Studien dazu fehlen*).
- Deutlich tritt die Strömungsdivergenz entlang der Voralpen zutage, wenn die Schichtung zwischen 2000 und 3000 Meter isotherm oder noch stabiler ist. Divergenz verstärkt die Subsidenz, was in den inneren Alpen und auch entlang der Voralpen zu sonnigen Intervallen führt.
- In der Regel zeichnet sich Graubünden bei Westlagen durch trockenes und überwiegend sonniges Wetter aus.
- Sobald die Anströmrichtung auf WNW dreht, drängen die Wolken in die Alpen. Bewölkter Himmel und verstärkte Konvergenz in der Ostschweiz, im angrenzenden Bregenzerwald sowie im Allgäu sind die Folge.
- Typische Westlagen sind wenig niederschlagsaktiv.
- Markanter Druckfall vor einer aufziehenden Störung sorgt ebenfalls für Aufhellungen. Trotz Ac-Feldern herrscht ziemlich sonniges Wetter. In den Alpentälern nimmt der Föhn zu.
- Im Winter liegt oft ein Kaltluftkissen über dem Mittelland, das sich zum Teil auch über den nördlichen (und dadurch höhenmäßig niedrigeren) Jura hin zu Schwarzwald und Vogesen erstreckt. Feuchte Meeresluft aus Westen wird bereits vor der alpinen Gebirgsbarriere gehoben. Größere Niederschlagsmengen treten dabei oft nicht im "Alpenstau", sondern entlang der Jurahöhen und über dem Mittelland auf (cold air damming).
- Druckgefälle und kurzzeitige Druckänderung bestimmen die maximalen Windgeschwindigkeiten über dem Jura, dem Mittelland und entlang der Voralpen. In den innern Alpentälern und solchen mit meridionalem Verlauf (Urner Reuðtal, Glarnerland, St.Galler

Rheintal) treten die Böenmaxima erst bei steigendem Luftdruck über der Nordwest- und Nordschweiz auf. Das ursprüngliche Druckgefälle nach Norden wechselt sein Vorzeichen und richtet sich postfrontal zu den Alpen. Entsprechend frischt der Wind auf (Bernoulli). Im Walliser Rhonetal zieht der Westwind am Boden dann markant an, wenn der Luftdruck über dem Waadtländer Jura steigt. Der talachsenparallele Druckgradient erreicht maximale Werte.

Nordwestlagen

- Nach SW und NE/E Lagen häufige Lage, mit 6.5 Prozent jedoch seltener als reine Westlagen. Nordwestlagen zeigen Überschneidungen und Ähnlichkeiten zu Nordlagen, die vergleichsweise selten auftreten. NW-Lagen resultieren aus Wellenbildung entlang einer ursprünglich zonalen Zirkulation.
- NW-Lagen steuern maritime Polarluft zu den Alpen. Im Winter führt dies besonders im Mittelland zu vorübergehender Erwärmung (*Kaltluftsee wird ausgeräumt*), in den übrigen Jahreszeiten zu Abkühlung.
- Nordwestlagen zeigen einen ausgeprägten Wechsel von Warm- und Kaltfronten. Warmfronten aus West bis Nordwesten, gefolgt von einem mehr oder weniger offenen Warmsektor und einem darin eingebetteten Warm Conveyor Belt, führen besonders in der Ostschweiz zu erheblichen Niederschlagsmengen (*die sich im Winter in einem entsprechenden Neuschneezuwachs äußern*). Nach Kaltfrontdurchgang regelmäßig Bildung eines Lee-Tiefs über Oberitalien. Bei markantem Druckanstieg und Winddrehung auf Nord setzt im Tessin Nordföhn ein.
Die Höchsttemperatur in der Magadinoebene und in Lugano lässt sich aus der Temperatur in 2000 Meter Höhe abschätzen (Gütsch ob Andermatt):
 $T_{2000} + 17 \text{ K}$ (plus 3 K diabatische Erwärmung).
- Entlang der gesamten Alpennordseite meist ausgesprochen trüb und niederschlagsaktiv.
- Bei anhaltenden Niederschlägen sinkt die Schneefallgrenze kontinuierlich. In den nördlichen Alpentälern ist ein Absinken unterhalb des aus der relativen Topographie (500-1000 hPa) abgeleiteten Wertes zu erwarten. Sehr zuverlässig ist die *MeteoSchweiz* Formel mit dem Θ_w , daher W-Analyse sehr wichtig. Nord- und Mittelbünden werden erst von den

Niederschlägen erfasst, wenn die Höhenwinde auf NNW bis N drehen. Dann ausgesprochen trüb, in Pass- und Gipfellagen stürmisch und niederschlagsreich.

- Nach vorgängiger Frostperiode kann eine Warmfront aus Nordwest zu vereisendem Regen führen. Mit vereisendem Regen ist besonders dann zu rechnen, wenn die Kaltluftschicht mächtiger als 600 Meter (2000 ft) ist. Die präzise örtliche Vorhersage von vereisendem Regen ist äußerst schwierig. Normalerweise tritt das Phänomen kurzzeitig und nur strichweise auf.
- Bei aktiven Kaltfronten aus NW und nachfolgendem Druckanstieg resultieren vergleichsweise hohe Windgeschwindigkeiten in der Ostschweiz. Diese sind oft verbunden mit dem Durchgang eines Troges oder einer Konvergenzlinie. Sandwich-Effekt zwischen Front und Orographie sowie der isallobarischen Komponente des Bodenwindes spielen eine große Rolle.

Bisenlagen

- Die Bise im Mittelland hat ein vielfältiges Erscheinungsbild, das nicht allein durch stabile Hochs im Nordosten der Schweiz geprägt wird.
- Bise stellt sich vorübergehend oder auch länger nach dem Durchgang markanter Kaltfronten mit entsprechendem Druckanstieg ein. *Druckanstieg über dem Nordosten Frankreichs führt zuerst in der Westschweiz, später auch in der Zentral- und Ostschweiz zu Nordostwinden. Mistral und Bisendivergenz sind verantwortlich dafür, dass das Wetter in der Romandie bis hin zum Emmental relativ rasch bessert, während die Ostschweiz weiterhin wolkenverhangen bleibt mit letzten Niederschlägen.*
- Entscheidend für das Auftreten von Bise ist die talachsenparallele Komponente des Druckgefälles (negativer Druckgradient), oft in Kombination mit dem isallobarischen Anteil. *Liegt einem Tief über Norditalien hoher Luftdruck über Süddeutschland gegenüber, kommt die Bise solange nicht in Fahrt, als kein Druckgefälle nach Südwesten besteht. Erst, wenn über dem Genfersee der Druck fällt, und/oder über dem Bodensee Druckanstieg verzeichnet wird, kommt Bise auf.*
- Seichte Bise stellt sich regelmäßig bei Föhn über den Alpen ein.
Großräumig herrscht zwar eine Südwest- bis Südlage. Durch die Kanalisierung der bodennahen Luft zwischen Jura und Alpen erreicht

die talachsenparallele Komponente des Druckgefälles ihr Maximum (tiefer Druck im Westen wegen Annäherung eines Troges, hoher Druck im Osten).

- Bisenlagen sind im Winter oft mit Hochnebel verbunden (*Ausnahme bei sehr trockener Luft über Süddeutschland*). Bisenturbulenz führt zur Durchmischung der bodennahen Luftschicht. Die meteorologische Sicht erreicht Werte von mehr als 1000 Meter. Der Bodennebel geht in Hochnebel über, dessen Obergrenze (Top) durch eine Höheninversion begrenzt wird.

Südwestlagen

- Südwestlagen sind meist verbunden mit langwelligen Systemen. Sie führen (fast) immer zu übernormaler Temperatur infolge Zufuhr von Tropikluft. *Im Winter macht sich die Erwärmung besonders in nebelfreien Höhenlagen zwischen 800 und 1500 Meter bemerkbar. Besonders sensibel auf den Temperaturanstieg reagieren die Surselva mit der Station Disentis und das westliche Berner Oberland inklusive Kander- und Engstligental (Adelboden).*
- Bei ausgeprägten Südwestlagen mit guter vertikaler Durchmischung wird die höchste Temperatur knapp vor dem Durchgang der Kaltfront erreicht. In Basel, der Ajoie, bei nebelfreier Situation auch in Schaffhausen, ist es dann am wärmsten.
- Auf der Alpennordseite fällt der Hauptteil des Niederschlags entlang einer Achse Jura - Schwarzwald - Schwäbische Alb. In Nord- und Mittelbünden bleibt es in der Regel trocken, selbst wenn über dem Julier Regen/Schnee fällt (Wetterscheide Oberhalbstein / Savognin). Von wenigen Ausnahmen abgesehen liegt das Schwergewicht der Niederschläge südlich des Alpenhauptkamms. *(Im Winter meist stratiform mit deutlichem Absinken der Schneefallgrenze im Südtessin wegen der Kaltluftmasse über der Poebene. Im Herbst auf der Alpensüdseite zum Teil erhebliche Niederschlagsmengen wegen feuchtlabiler Luft aus dem westlichen Mittelmeergebiet, oft mit eingebetteten Cbs).*
- Im Berner Oberland reagieren Saanen- und Frutigland stärker auf Föhn aus Südwesten als das Tal von Grindelwald oder das Haslital. Letztere sprechen deutlicher an bei Süd- bis Südostlagen. Gleiches gilt für die Vispertäler und das Simplongebiet.
- Südwestlagen sind besonders niederschlagsaktiv im zyklonalen Fall mit quasistationärer

Front. Frontparallele Höhenwinde führen zu langsamer Ostverlagerung. Oft bildet sich entlang der langgestreckten Front eine neue Welle. Hinzu kommt, dass sich bei stationärem Frontverlauf eine Gegenstromlage aufbauen kann. Das bedeutet Druckanstieg über Ostfrankreich und Baden-Württemberg, was im Mittelland N bis NE Wind zur Folge hat, während in der Höhe SW Wind anhält.

Südlagen

- Klassische Föhnlage. Föhn jeglicher Ausprägung. Föhn setzt sich in der Regel ab Druckdifferenzen von 4 hPa zwischen Comprovasco und Altdorf bis ins Bodenniveau durch (stark abhängig von der Stabilität). Vergleichsweise seltene Wetterlage, ähnlich wie reine Nordlagen. Dominanz Winter und Frühling.
- Im Winterhalbjahr sollten Gleitschirm- und Deltaflieger ihr Augenmerk bei Föhn stärker auf das 850-hPa-Niveau richten als nur auf die Differenz des QFF zwischen Alpensüd- und Alpennordseite. Über den Urner- und Glarner Alpen kann eine Südströmung aktiv sein, ohne dass sich in Altdorf oder Chur, geschweige denn in Glarus (*verharrt oft in bodennaher Kaltluft*) Föhn bemerkbar macht. Dies gilt auch für Flüge in den südlichen Walliser Tälern. Hier kann Föhn aktiv sein, ohne dass ein klassisches Druckgefälle in den Bodenkarten oder in den METAR-Meldungen erkennbar ist.
- Starkniederschläge lassen sich aus der Stauwirkung der Alpen allein nicht erklären. Die großräumige Hebung auf der Trogvorderseite sowie die Zufuhr hochreichend feuchter Luft spielen eine entscheidende Rolle.
- Die vertikale Scharung der W-Flächen führt zu großen Temperaturdifferenzen über relativ geringen Horizontalabständen. Bei ausgeprägten Föhnlagen ist es beispielsweise auf dem Gütsch um 3 K bis 6 K kälter als auf dem Pilatus. Vaduz zeigt regelmäßig eine bis zu 3 K höhere Temperatur als Chur. Ausgenommen von dieser Regel sind jene Föhntage, an denen ein kleinräumiges aber kräftiges Föhntief über Nordbünden die Druckdifferenz zwischen Vaduz und Chur auf 3 bis 5 hPa ansteigen lässt. Der Überdruck im Bodenseegebiet mobilisiert die hier lagernde Kaltluft und lässt sie langsam bis ins Sarganserland vordringen. Dabei fällt die Temperatur in Vaduz in Stundenfrist bis um 10 K. Im Winter ist dieses thermische Wechselbad oft mit dem Vordringen von Nebel aus dem Bodenseeraum verbunden

Übersicht Wetterlagen Schweiz / Klimatologie Flugplatzwetter

MeteoSchweiz Klimainformationen zu Flugplätzen in der Schweiz

<http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/services/aviatik/publikationen.html>

<http://www.fly-ikarus.ch/assets/de/assets/File/typischewetterlagen.pdf>

Wetterlagenklassifikation – neu

<http://cost733.geo.uni-augsburg.de/cgi/cost733plot.cgi>

http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/forschung/publikationen/alle_publicationen/abb_235.Par.0001.DownloadFile.tmp/ab235.pdf

http://iwhw.boku.ac.at/Klien_Extremwerte/Temp_/Papers_Methodik/wlk_zamg_tk_090310.pdf

http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Oeffentlichkeit/KU/KU2/KU21/ksb__beitraege/ksb__wlk__2003,templateId=raw.property=publicationFile.pdf/ksb_wlk_2003.pdf

Orographic effects on precipitating clouds by Robert A. Houze Jr.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011RG000365/pdf>

Änderungshinweis zu den Großwetterlagen nach Hess / Brezowsky ab 2012:

„Der Deutsche Wetterdienst wird die Bearbeitung der Großwetterlagen angelehnt an den Katalog von Paul Hess und Helmuth Brezowsky aus Ressourcengründen nicht mehr in gewohnter Weise fortsetzen. Daher wurde zum Jahresanfang 2012 ein modifiziertes Verfahren eingeführt, das auf einzelne Analysen und detailliertere Ausarbeitungen verzichtet.

Um die Homogenität der langjährigen Zeitreihe zu gewährleisten, werden die Großwetterlagen und die relevanten Witterungsabschnitte jedoch wie bisher vom Meteorologen klassifiziert und festgelegt. Zusammen mit einer Kurzbeschreibung der synoptischen Gesamtsituation im atlantisch-europäischen Raum und einigen klimatologisch-statistischen Auswertungen werden die Großwetterlagen auch zukünftig auf der Internetseite des Deutschen Wetterdienstes unter <http://www.dwd.de/GWL> abrufbar sein.“

Dieses Zitat stammt aus <http://www.dwd.de/GWL>

Thermik

Viel ist über Thermik geschrieben worden, und ausgezeichnete Verfahren stehen zur Verfügung, um die Thermikgüte für den aktuellen Tag zu bestimmen. *Meteo Schweiz*, *DWD* und *Austro Control* bieten im Sommerhalbjahr detaillierte Thermikprognosen an. Einen idealen Zugang zu diesen Prognosen bietet das Selbstbriefing Programm *pc-met*, das ursprünglich vom DWD entwickelt worden ist. Interessenten erhalten Zugang zu *pc-met* über den nationalen Wetterdienst. Die umfassendsten Informationen zu *pc-met* sind der Homepage des DWD zu entnehmen:

Trotz ausgefeilter numerischer Thermikvorhersagen zeigt der Alltag unter Segel-, Delta- und Gleitschirmfliegern, dass wiederholt auf bewährte Faustregeln zurückgegriffen wird, ergänzt durch lokale Geländekenntnisse. Vielfach geht es auch nicht darum, rekordverdächtige Streckenflüge zu absolvieren, sondern so lange wie möglich in der Luft zu bleiben, um die Qualifikation für ein Segelfluglager oder zum Halten des Brevets zu erlangen. Oft ist auch der Drang nach Fliegen und

dem In-die-Luft-Kommen größer als eine umfassende Klärung der Thermikbedingungen.

Kommt hinzu, dass die Thermiknutzung extrem abhängig ist vom Können und der Erfahrung des Piloten, vom Fluggerät (*Flugzeugtyp*, *Deltasegler*, *Gleitschirm*) und von den geographischen Besonderheiten des Fluggebiets. So erstaunt es nicht, dass der eine Pilot von einem Flug schwärmt, während der andere gleichzeitig mangels günstiger Gelegenheiten wieder zum Flugplatz zurückkehrt.

Die aufgeführten beiden Checklists stammen aus Kreipl (1989). In ihnen sind von Manfred Kreipl auch Erkenntnisse aus dem Handbuch zur Segelflugprognose von Gaudenz Truog (1979) eingebaut. Sie mögen helfen, die Bedingungen für Streckenflüge mit Segelflugzeugen abzuklären und im synoptischen Zusammenhang zu denken.

Merkmale einer guten regionalen Thermiklagen

- Mäßig trockene und labil geschichtete Luft. Höhe der Mischungsschicht 1500 bis 2000 Meter. Darüber Inversion infolge Absinkens (Subsidenzinversion). Beim Erreichen der Tageshöchsttemperatur entspricht eine Mischungsschichthöhe von 1500 Metern einem Spread von 12 K, bei 2000 Metern sind es 16 Grad.
- Totales Fehlen schichtförmiger Bewölkung. *Das bedeutet, dass in der Höhe keine WLA auftreten darf. Auch darf kein Kurzwellentrog und mag er noch so unscheinbar sein, über das Gebiet hinwegziehen, da er auf seiner Vorderseite infolge Hebung sehr bald zu Cirren führt.*
- Nach klarem Morgen mit kräftiger Sonneneinstrahlung setzt Entwicklung flacher und nicht allzu hoch reichender Cu ein. Die Gesamtbedeckung reicht von 1 bis maximal 4 Oktas.
- *Ein praktischer Hinweis liefert morgendlicher Tau. Er ist ein Zeichen dafür, dass in den unteren Luftschichten ausreichend Feuchte vorhanden ist, die später in Cumuli umgesetzt wird. Fehlt Tau, so ist dies ein Indiz für trockene Luft, oft verbunden mit Dunst und einer ausgeprägten Inversion. Meist ist die Schichtung nicht hochreichend labil. Über dem Mittelland ist mit Blauthermik zu rechnen. Aufwindzonen werden durch Greifvögel (Mäusebussard, Schwarzmilan) und durch Mauersegler angezeigt. "Spiren" sind bei Blauthermik ein ausgezeichneter Aufwind-Indikator und auf Distanz nur im Pulk, nicht aber als Einzelvögel auszumachen.*
- Schwache oder nur mässig starke Winde im Fluggebiet. Sie verhindern, dass die Thermik zerrissen und ruppig wird.

Die folgenden Checklisten lassen sich online ausfüllen und abarbeiten unter:

http://www.thermikcheck.ch/cgi-local/thermik.pl?q_list=Flachland

http://www.thermikcheck.ch/cgi-local/thermik.pl?q_list=Alpen

Thermik DMO <http://www.soaringmeteo.ch/soarWRF2K0612Z.html>

Thermik-Checklist Mittelland / Mittelgebirge

Wertung

Isohypsenkrümmung 850 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Isohypsenkrümmung 700 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Isohypsenkrümmung 500 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windrichtung 850 hPa	W-N-E oder variabel	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 850 hPa	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 700 hPa	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windrichtung 500 hPa	W-N-E	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 500 hPa	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Spread 850 hPa Radiosonde (Payerne, Stuttgart) 00 UTC	6-10 K	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Spread 500 hPa Radiosonde (Payerne, Stuttgart) 00 UTC	> 10 K	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Druckänderung Bergstation 06 UTC	± 1 hPa / 3 Stunden (app)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<i>In Frage kommen La Dôle (06702), Napf (06639), Feldberg (10908), Moléson (06609), Pilatus (06659), Säntis (06680), Jungfrauoch (06730), Zugspitze (10961), Patscherkofel (11126), Sonnblick (11146)</i>			
Druck (QFF oder QNH ab METAR) 06 UTC	1016 bis 1023 hPa	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Druckdifferenz zwischen Alpensüd- und Alpennordseite (z.B. aus METAR Zürich-Lugano oder Innsbruck-Milano Linate/Malpensa)	< ± 2 hPa	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke Bergstation 06 UTC <i>La Dôle, Säntis, Jungfrauoch</i>	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Sicht Bergstation <i>La Dôle, Säntis, Jungfrauoch</i>	> 25 Kilometer	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Gesamtbewölkung Bergstation 06 UTC	< 4 Okta	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Niederschlag Vortag (06-18 UTC)	kein verbreiteter Niederschlag	2 x <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Niederschlag Nacht (18-06 UTC)	höchstens vereinzelt / kein Regen	2 x <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Temperaturdifferenz 850-500 hPa	< 25 K	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Bilanz Minuspunkte

Gute Thermik bei weniger als 6 Minuspunkten

Thermik-Checklist Alpen

Wertung

		+	-
Isohypsenkrümmung 850 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Isohypsenkrümmung 700 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Isohypsenkrümmung 500 hPa	nicht zyklonal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windrichtung 850 hPa	W-N-E oder variabel	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 850 hPa	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 700 hPa	< 15 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windrichtung 500 hPa	W-N-E	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärke 500 hPa	< 25 Knoten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Druckänderung Bergstation 06 UTC	± 1 hPa / 3 Stunden (app)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Radiosonde Payerne / Stuttgart Sperrschicht (Inversion, Isothermie oder markantes Abtrocknen mit mehr als 10 K Spread zwischen 2000 und 3000 Meter Höhe)		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Druck (QFF oder QNH ab METAR) 06 UTC	1016 bis 1023 hPa	3 x <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Windstärken im Mittelgebirgsraum 06 UTC <i>La Dôle, Chasseral, Napf, Feldberg</i>	< 15 Knoten (analog 850 hPa)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Sicht an Bergstationen um 06 UTC	> 20 Kilometer	2 x <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Gesamtbewölkung Bergstation 06 UTC	< 4 Okta	2 x <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Niederschlag Vortag (06-18 UTC)	kein verbreiteter Niederschlag	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Niederschlag Nacht (18-06 UTC)	höchstens vereinzelt / kein Regen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Bilanz Minuspunkte

Gute Thermik bei weniger als 6 Minuspunkten

Aufwindstärken und Thermikgüte

Die Aufwindstärken beziehen sich auf das mittlere Steigen von Segelflugzeugen verschiedenster Baumuster. Sie dienen zur Abschätzung der Thermikgüte. Grundsätzlich gilt, dass mit steigender Wolkenbasis auch die Aufwindstärke zunimmt. Kommt

<http://www.nzz.ch/wetter/thermikprognose/>

<http://www.mittelgebirgswelt.de/allg/Thermikwelle/Thermikwelle.htm>

hinzu, dass die Wolkenbasis in den innern Alpen wegen des größeren Spreads und der früheren Umsetzung sensibler Wärme höher liegt als beispielsweise über dem Napfgebiet oder entlang der Voralpen.

Thermikart	Höhe der Blauthermik / Wolkenbasis in Meter über Grund	mittleres Steigen (m/s)	maximales Steigen (m/s)	
			Mittelland Voralpen	Alpen
Blauthermik	1000	1	1.7	2
	2000	2	3.4	4
	3000	3	5.0	6
Thermik mit Cu hum / Cu med	1000	1.2	2.0	2.4
	2000	2.4	4.0	4.8
	3000	3.6	6.0	7.2
Thermik mit Cu con und/oder anhaltender KLA	1000	1.5	2.5	3
	2000	3.0	5.0	6
	3000	4.5	7.5	9

Thermik	Wolken		Wirksame Thermik		Steigen	Wind	Temp.
	C _L	C _M / C _H	Höhe	Zeitraum (Stunden)	mittleres (m/s)	Geschw. Scherung	Gradient (K/km)
Keine	Völliges Abschirmen 7/8 bis 8/8 St / Sc / As / Ci					10 km/h pro 100 m Höhe	≤ 3
Schwach	5/8 Cu/Sc	3/8 bis 6/8 Ci oder Ac / As	1200 bis 1500	3	≤ 1	5 km/h pro 100 m Höhe	3 bis 8
Mittel	3/8 bis 4/8 Cu / Sc	bis 5/8 Ci / Cs / As Ac	ab 1200	3 bis 5	1 bis 2.5	bei Wind Thermik sel- ten mässig bis gut	6 bis 8
Gut	1/8 bis 3/8 Cu	keine	ab 1500	5	≥ 2.5	Zerrissene Thermik ab 30 km/h Bodenwind	8 bis 10

Die Angaben stammen aus Kreipl (1989).

Gewitter

*Thunder is good
Thunder is impressive
But it is lightning
that does all the work.
Mark Twain*

Gewitter zählen zu den faszinierendsten Phänomenen der Atmosphäre. Bei uns sind die meisten Gewitter an Fronten gebunden. Ausnahmen bilden isolierte Wärmegewitter entlang der nördlichen und südlichen Voralpen, im Jura und seltener auch in den zentralen Alpen. Fronten und Konvergenzlinien lassen sich mit den numerischen Modellen sehr zuverlässig vorhersagen. Und doch, jedes Sommerhalbjahr zeigt von neuem, dass man noch weit entfernt ist von einer befriedigenden Gewittervorhersage.

Die unverbindliche Aussage: "Am späteren Nachmittag und gegen Abend im Jura und in den Alpen einzelne Gewitter" verlangt weder meteorologisches Vorwissen, noch eine spezielle prognostische Gabe. Abgesehen von Tagen mit ausgeprägter Subsidenz oder mit ausgesprochen trockener Luft, gilt diese Prognose fast durchwegs, ganz besonders in der ersten Hälfte des Sommers.

Sinnvoll wäre, wenn sich die Prognose örtlich enger eingrenzen ließe, wenn man wüsste, welcher Cumulus congestus sich auf Kosten der umliegenden Cumuli definitiv zu einer Gewitterzelle entwickeln und vor allem, wann er wo mit welcher Intensität zuschlagen wird. Just diesem Anspruch von Präzision kann bis auf weiteres nicht entsprochen werden, weil zu viele Faktoren für die Auslösung eines Gewitters verantwortlich sind, die räumlich und zeitlich stark variieren.

Im Wissen um diese Mängel sollen nachfolgend doch einige robuste Prognosehilfen aufgeführt werden, die sich als Plausibilitätscheck für numerischen Output bewährt haben.

Wer sich eingehend mit Gewittern in der Schweiz befassen möchte, dem sei die Dissertation von Heidi Huntrieser (1995) zur Lektüre empfohlen (leider bereits vergriffen, in jedem Fall jedoch via Landesbibliothek einsehbar), ergänzt durch weitere Arbeiten aus der Gruppe für Radarmeteorologie am Laboratorium für Atmosphärenphysik an der ETH Höggerberg in Zürich.

Grundsätzliches

Grundsätzlich günstig auf die Entwicklung hochreichender Quellwolken wirkt sich eine indifferente bis labile Schichtung der Atmosphäre aus. Die Schichtung wird neben dem Tagesgang der Erwärmung hauptsächlich durch die vertikale Verteilung der Feuchtigkeit beeinflusst. Bei gleicher Temperatur ist Wasserdampf nur 0.622-mal so schwer wie trockene Luft. Schleicht sich in der unteren Troposphäre zunehmend feuchte Luft ein (beispielsweise durch einen nächtlichen Low Level Jet herangeführt), so wird eine ursprünglich stabil geschichtete Luftmasse zunehmend instabil, notabene auch ohne Sonneneinstrahlung.

Ein vergleichbar destabilisierender Effekt tritt auf, wenn in der mittleren und oberen Troposphäre die Luft bei gleicher Temperatur zunehmend austrocknet (Advektion trockenerer Luft). In der Regel spielen beide Faktoren gleichzeitig eine Rolle. Sie allein reichen jedoch selten aus, um verbreitet Gewitter auszulösen. Weitere Bedingungen sind notwendig, die einzeln oder im Zusammenspiel gewitterfördernd wirken.

Zu ihnen gehören konvergente Bodenwinde, ausgelöst durch eine Front oder ein Hitzetief. Vorteilhaft wirkt sich gleichzeitige Divergenz in der Höhe aus, welche das Aufsteigen durch ein verstärktes vertikales Druckgefälle begünstigt. Großräumige Hebung tritt auch bei der Annäherung eines Troges, vorzugsweise eines Kurzwellentrog (Kaltufteinschub in der Höhe) auf. Solche Kurzwellentröge sind manchmal deutlich ausgeprägt, manchmal sind sie lediglich an einer kleinen "Delle" im Isothermenverlauf der 500-hPa Druckfläche zu erkennen. Äusserst hilfreich zum Erkennen von Kurzwellentrögen erweisen sich Karten mit der Vorticity Advektion auf 300 und 500 hPa.

<http://www.estofex.org/html/literature.html>
<http://www.estofex.org/guide/>

Gewitter fördernde Faktoren

- Bodenkonzvergenz, Isobaren leicht bis mäßig zyklonal gekrümmt (Synop 06 UTC)
(Auch nachmittägliche Bodenkonzvergenzen vermögen Gewitter auszulösen, beispielsweise dann, wenn im zentralen und östlichen Mittelland noch eine schwache Bise weht und sich über dem Genfersee und dem Broyetal bereits Südwestwind durchgesetzt hat. Dann dauert es in der Regel nicht mehr allzu lange, bis die ersten Zellen über den Freiburger Voralpen und entlang des Juras hochgehen und das Reifestadium erreichen).
 - 300 und 500 hPa zunehmend zyklonal.
 - 850 hPa relativ warm (*antizyklonale Luftmasentemperatur Napf und/oder niedertroposphärische WLA*).
 - Geopotentiale über Payerne sinken (*Hinweis auf das Einfließen kälterer Luft, da geopotentielle Höhe proportional zur Schichtmittlertemperatur*).
 - Präfrontale Hebung (*Omega negativ, beachte auch Karte mit absoluter Vorticity im 500-hPa-Niveau oder PVA Karte*).
 - 500 hPa Winde haben Südwest- bis Südkomponente (*Trogvorderseite*).
 - 850 hPa Winde von Nîmes haben Südkomponente (*Hinweis auf Trogvorderseite und Zufuhr von Mittelmeerluft Es lohnt sich, die Taupunkte im Auge zu behalten. Oft hat Nîmes zwar Südkomponente, doch die Luft ist zu trocken oder die feuchte Luft schleicht entlang des französischen Juras zum Schwarzwald und vermag sich über dem Mittelland und entlang der Voralpen nicht durchzusetzen. Hinzu kommt, dass sich auf der Vorderseite einer langgestreckten Front oft zwischen Nîmes und dem Genfersee eine Welle entwickelt, die über den Alpen die Föhnkomponente aufleben lässt und das Gewitterrisiko vorübergehend reduziert oder vollständig eliminiert. Wenn aber im Rhonetal schwülwarme Luft mit einem $\square e$ von 60 °C und mehr naht, dann stehen die Zeichen für mittlere bis heftige Gewitter gut. Oft sind entsprechend hohe $\square e$ ein Hinweis auf die Vorderseite einer "Spanish Plume"*).
 - Mesohigh fördert mit seinen Outflow boundaries konvergente Bodenwinde, was die niedertroposphärische Hebung begünstigt.
Mit einem Mesohigh ist vorübergehend entlang von Kaltfronten sowie ausgeprägter Bodenkonzvergenzen zu rechnen. Wegen Nieder-
- schlagsabkühlung erfolgt kurzzeitig ein markanter Druckanstieg um einige Hectopascal (in der Regel 2 bis 6 hPa). Mesohighs zeichnen sich nicht nur in den isallobarischen Werten ab, sondern auch am Verlauf der Bodenwinde. Ihre Analyse vermittelt wertvolle Hinweise auf die Fortsetzung des aktuellen Geschehens.*
- Gemäß einer Studie des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr treten Gewitter im nördlichen Alpenvorland auf, wenn die Temperatur an der Cb-Obergrenze -25°C erreicht und die Wolkenmächtigkeit oberhalb der Nullgradgrenze (*freezing level*) rund 4000 Meter (*12'000 feet*) beträgt. Zur vermeintlichen Auslösung von Wintergewittern ist häufig das erste, nicht aber das zweite Kriterium erfüllt. Wenn beim Frontdurchgang Donnereschlag auftritt, dann ist auch klar, wie hoch die Wolken im Minimum reichen.
 - Beinahe alle Gewitter über Süddeutschland und der Schweiz mit einer Wolkenobergrenze von mehr als 11'000 Meter führen lokal zu Hagelschlag.
 - Die meisten und schwersten Gewitter treten im Laufe des Sommers häufig dort auf, wo zu Beginn des Sommers die ergiebigsten Niederschläge gefallen sind (*hohe Bodenfeuchte als Quelle von Wasserdampf*). Besonders deutlich tritt dieser Effekt in orographisch begünstigten Gebieten auf (*Jura, Napfbergland, Voralpen*).
 - Spitzer Keil (500 hPa) über Jura, Vogesen und Westalpen bei gleichzeitigem Südwestwind in der unteren Troposphäre. (*Diese Situation löst in der Regel erst in der Ostschweiz Gewitter aus, indem wie oben erwähnt, niedertroposphärische WLA im Spiel ist, die wegen Subsidenz unter der Keilachse nicht zur Auslösung von Cbs führen kann. Von den Glarner Alpen an ostwärts, also auf der Vorderseite des Keils sinkt das Geopotential in der Höhe, was auf den Einfluss von Kaltluft hinweist, welche ihrerseits die Schichtung labilisiert und "unverhofft" Gewitter auslöst, vorausgesetzt, die niedertroposphärische WLA reiche aus. Unbedingt die Taupunkttemperatur beachten. Diese Situation kann auch Morgenkonvektion begünstigen. Wegen der Ostverlagerung des Keils werden die morgendlichen Gewitter von sonnigem und warmem Sommerwetter abgelöst*).
 - Vorlaufende Konvergenzzonen. *In weit offenen Warmsektoren entwickeln sich regelmäßig Konvergenzzonen, die der nachfolgenden Kaltfront um einige hundert Kilometer vo-*

rauseilen. Je nach Vorgeschichte und Randbedingungen (Aufheizen, verfügbare Feuchte, synoptisches Forcing) führen diese Konvergenzonen zu heftigeren Gewittern als die nachfolgende Kaltfront selbst. Die Bracknell-Bodenkarten, jene des niederländischen Wetterdienstes (HIRLAM Modell, mit ECMWF Input) und auch die Vorhersagekarten des DWD enthalten früh Hinweise auf entsprechende Konvergenzonen. Gelegentlich kommt es auch vor, dass mit Annäherung an das Prognosedatum eine solche Zone auch wieder "herausfällt". Dann gilt es, besonders vorsichtig zu sein, denn es wäre nicht das erste Mal, dass die 48 und 72 Stunden Vorhersagen Strukturen zeigen, die in der 24 Stunden Prognose fehlten und im Wetterverlauf dann doch auftreten.

Gewitter hemmende Faktoren

- Bodendivergenz. Subsidenz dominiert auch bei bescheidenem Hochdruckstreifen zwischen Biskaya und Alpen (*Handanalyse erforderlich, ganz besonders bei flacher Druckverteilung. Sobald im Rhonetal Mistral einsetzt, nimmt die Bodendivergenz vor allem über der Westschweiz zu. Das Gewitterrisiko nimmt ab*).
- 300 und 500 hPa werden zunehmend antizyklonal (*Vorderseite eines Keils oder Rückens, der durch WLA in der mittleren und oberen Troposphäre gestärkt wird und durch Subsidenz die Schichtung stabilisiert*).
- 850 hPa vergleichsweise kalt (*Tendenz zu stabiler Schichtung: unten kalt / oben warm und zu tiefen Taupunkttemperaturen im 850er Niveau*).
- Geopotentiale über Payerne steigen (*Hinweis auf Warmluftadvektion oberhalb von 700 hPa, was die Stabilität erhöht*).
- 500 hPa Winde zeigen Nordwest- bis Nordkomponente, was auf einen Hochdruckrücken westlich der Schweiz hinweist. (*Fehlen im 850-hPa-Niveau Südwestwinde mit relativ hohen Taupunkten, bleibt es auch in der Ostschweiz ruhig. In der Regel geht der Aufbau eines Hochdruckrückens gleichzeitig auch mit einem Druckanstieg im Bodenniveau über Ostfrankreich einher*).
- In der Regel verzögert, mindert oder verhindert präfrontaler Föhn (Südföhn) das Auslösen von Gewittern, weil in der Höhe aus Süden, zum Teil auch Südosten Warmluft einfließt und die Schichtung stabilisiert. (*Anders sieht es aus, wenn bereits konvektiv instabil geschichtete Luftmassen mit vergleichsweise*

hohem Θ über dem nördlichen Alpenvorland liegen und dann noch präfrontaler Föhn einbricht, bestenfalls kombiniert mit etwas Bise im Mittelland. Letztere hat wegen des Druckfalls im Westen oft isalobarischen Charakter. Südwestwind, Bise und Föhn gepaart mit hohen niedertroposphärischen Θ bilden ein "explosives" Gemisch für die Auslösung von Gewittern. Entscheidend ist hier vielfach das optimale Timing des Zusammenwirkens aller Gewitter fördernden Faktoren).

Gewitter Indizes

Um aus Radiosondenaufstiegen oder aus Temperaturdaten von Gipfelstationen auf die Neigung der Atmosphäre zur Gewitterbildung zu schließen, wurde eine Vielzahl an Kenngrößen und Indizes entwickelt. Viele von ihnen gelten spezifisch für den Mittleren Westen der Vereinigten Staaten. Hier treten im Zusammenspiel von Luftmassen aus dem Golfbereich und trockener, meist auch kalter Luft im Lee der Rockies besonders heftige Gewitterstürme auf, deren vertikale und horizontale Ausdehnung in Mitteleuropa selten bis nie erreicht wird. Sehr lesenswert zum Thema "Indices" ist ein Aufsatz von Charles A. Doswell III und David M. Schultz: "On the Use of Indices and Parameters in Forecasting Severe Storms".

http://www.cimms.ou.edu/~schultz/papers/doswell_schultz_indices.pdf

Voralpen und Jura führen bei günstiger Ausgangslage regelmäßig zur Entwicklung einzelner Cu con, die im Verlauf des Nachmittags örtlich zu einem kurzen Gewitter führen und dann wieder zerfallen. So wie bei uns die Talwindssysteme zu regionalen Masse- und Feuchtekonvergenzen führen, so sorgt über Florida die Sea Breeze für Konvergenzlinien, die im Tagesverlauf zu kurzen Gewittern führen. Um diese Gewitter von mesoskaligen konvektiven Komplexen zu trennen, haben amerikanische Meteorologen den naheliegenden und alles aussagenden Begriff der "Popcorn Thunderstorms" kreiert.

Die nachfolgenden Indizes dienen zum Abschätzen, ob am späteren Nachmittag auch bei uns mit lokalen "Popcorn Thunderstorms" zu rechnen sei oder nicht.

KO-Index (KO)

In Mitteleuropa wird der KO-Index hauptsächlich vom Deutschen Wetterdienst (DWD) verwendet und regelmäßig auch in den numerischen Vorhersagekarten dargestellt. Er hat sich im Routinedienst als robustes und nützliches Mass erwiesen, um Gebiete zu identifizieren, in denen Gewitter auftreten können.

$$KO = \frac{\Theta e_{500} + \Theta e_{700} - \Theta e_{1000} - \Theta e_{850}}{2}$$

Θe = pseudopotentielle Temperatur auf den 1000, 850, 700 und 500 hPa Druckflächen. Anstatt Θe kann auch $\Theta \ddot{a}$ verwendet werden. Oft ist Θe_{1000} durch Stationsdaten im Mittelland anzunähern oder es wird anstelle von Θe_{1000} zweimal mit Θe_{850} gearbeitet:

$$KO = \frac{\Theta e_{500} + \Theta e_{700} - 2 * \Theta e_{850}}{2}$$

Index > 6 keine Gewitter (stabil)

2 < Index < 6 vereinzelt Gewitter

Index ≤ 2 zahlreiche Gewitter

Bei einem $KO \leq 0$ spricht man von latenter Labilität. Diese ist eine notwendige, aber keine hinreichende Bedingung für Gewitter. In jedem Fall muss großräumige oder orografisch erzwungene Hebung hinzutreten. In der Regel ist Erstere auf der Vorderseite eines Höhentropes wirksam. Für eine umfassende Gewitterprognose sollte das KO-Feld stets zusammen mit dem Omega-Feld (*Omega zeigt Vertikalbewegung in der Atmosphäre: Negatives Omega = Aufsteigen, positives Omega = Absinken*) oder den Feldern von Vorticity- und Temperaturadvektion interpretiert werden. Von großer Bedeutung sind kurzweilige Höhenträge. Sie führen im "large scale" zu den stärksten Vertikalbewegungen. Relativ kleine und flache Tröge sind im Vorticityadvektionsfeld meist besser zu lokalisieren als im Isohypsenfeld (insbesondere bei gradientschwachen Lagen).

Showalter-Index (SI)

Der ursprüngliche Showalter Index bezieht sich auf das 850-hPa-Niveau. Er setzt die Feuchtadiabate durch $T_{f, 850}$ in Beziehung zur 500-hPa-Temperatur. Steinacker (1977) hat nachgewiesen, dass sich der Showalter Index in den Alpen auch hervorragend bewährt, wenn anstelle der 850-hPa-Fläche von Gipfelstationen ausgegangen und deren Feuchttemperatur (T_f), respektive der dazugehörige Θ_w -Wert verwendet wird. Der Showalter Index ist ein einfaches und robustes Mass zur Abschätzung konvektiver Instabilität. Besonders einfach lässt er sich mit Hilfe eines thermodynamischen Papiers bestimmen.

$$\text{Showalter-Index} = T_{500} - T'_{850} \rightarrow 500$$

Index > 2 keine Gewitter

0 < Index < 2 Gewitter möglich

-2 < Index < 0 Gewitter wahrscheinlich

Index ≤ -2 Gewitter sicher

T-Showalter entspricht der 500-hPa-Temperatur eines fiktiven Luftpaketes, das von der 850-hPa-Fläche trockenadiabatisch bis zum LCL und dann feuchtadiabatisch bis auf 500 hPa gehoben wurde. T-Showalter ist identisch mit der 500-hPa-Temperatur, welche die $\Theta_{w, 850}$ beim Schnitt mit der 500-hPa-Fläche zeigt.

Swiss-Index

Hunrieser (1995) hat einige der bekanntesten Stabilitätsindizes anhand der Sondenaufstiege in Payerne getestet und anschließend einen auf die Schweizer Verhältnisse zugeschnittenen Index entworfen. Dieser enthält, wie bereits andere Indizes, neben thermodynamischen auch kinematische Größen und reüssiert noch eine Spur besser als der Showalter-Index. Von zentralem Interesse ist der auf dem Radiosondenaufstieg von 00 UTC basierende Index. Hunrieser hat auch einen Index für die 12 UTC Sondierung erstellt. Im Sommer bedeutet dies, dass der Sondenaufstieg mehr oder weniger symmetrisch zu 14 Uhr Mitteleuropäischer Sommerzeit erfolgt. Die Daten stehen der Allgemeinheit ungefähr ab 16 Uhr zur Verfügung. Dann sind die optischen Zeichen bereits unübersehbar, ob Gewitter in Entwicklung oder im Anzug sind. Der 12 UTC Index dient am ehesten der Aviatik für die Kurzfristprognose und zeigt den Trend der Gewitterneigung für den bevorstehenden Abend (Gewitter sind weiterhin zu erwarten oder Gewitterneigung verschärft sich in den kommenden Stunden noch, bestehende Cbs zerfallen gegen den Abend, definitiv keine Gewitter mehr zu erwarten).

$$SWISS_{00} = SI_{850} + \frac{4}{10} * WSh_{3-6} + \frac{1}{10} * (T - T_d)_{600}$$

Obschon die einzelnen Terme Dimensionen aufweisen, finden nur die Zahlenwerte Eingang in den Index, welcher somit dimensionslos ist. Es bedeuten:

SI_{850} = Showalter-Index ab Druckfläche 850 hPa. *Zum Vergleich mit der Radiosonde in Payerne kann auch der 00 UTC Wert vom Napf herangezogen werden. Die Napf Messwerte eignen sich hervorragend für einen Vergleich mit dem 850er Niveau.*

WSh_{3-6} = Vertikale Windscherung zwischen 3000 und 6000 Meter Höhe. *Die Scherung geht als Betrag und in der Dimension vom m/s in die Gleichung ein. Da die Windgeschwindigkeit in der Synoptik immer noch die Dimension Knoten aufweist, sind die Windgeschwindigkeiten in erster Näherung zu halbieren (10 kt ≈ 5 m/s). Gemäss den Untersuchungen von Heidi Hunrieser ist die vertikale Geschwindigkeitsscherung zwischen 3000 und 6000 Meter an Gewittertagen kleiner als an Tagen ohne Gewitter. In der Schicht zwischen Boden und 3000 Metern ist die Scherung deutlich größer als an Tagen ohne Gewitter. Es*

scheint, dass sich darin der Effekt von niedertroposphärischer WLA abzeichnet, zum Teil verbunden mit präfrontalem Low Level Jet (LLJ).

$(T-Td)_{600}$ = Spread auf Druckfläche 600 hPa (in ungefähr 4200 Meter Höhe \approx Finsteraar- oder Aletschhorn).

$SWISS_{00} < 5.1$ für Tage mit Gewittern. Die Vorhersage lässt sich zusätzlich tunen, indem auf die eingangs erwähnten Faktoren (Gewitter fördernd / Gewitter hemmend) geachtet wird.

Setzt man realistische Werte in die Gleichung ein, so wird bald einmal deutlich, dass der $SWISS_{00}$ -Index sehr stark durch den Showalter Term bestimmt wird, gefolgt von der vertikalen Scherung der Windgeschwindigkeit. Die Taupunktdifferenz (Spread) auf 6000 Meter Höhe wirkt sich auf Gewitter dann günstig aus, wenn die Luft relativ trocken ist, also Differenzen von 10 K und mehr auftreten. Feuchte Luft führt zu einem vergleichsweise kleinen Wert, der bei ersten Abschätzungen vernachlässigt werden kann.

Wie kommt man am schnellsten zu den benötigten Werten? Entweder Radiosonden Daten auf Wetterbericht für Segelflieger abrufen oder Radiosonde Payerne via Internet herunterladen.

Zuletzt sei der $SWISS_{12}$ -Index für "unverbesserliche Pessimisten" und der Vollständigkeit halber aufgeführt. Hier ist fast nur via Internet an die notwendigen Radiosondendaten heranzukommen, es sei denn,

der "Pessimist" habe das Selbstbriefing Programm **pc-met** des Deutschen Wetterdienstes auf seinem PC installiert.

$$SWISS_{12} = SLI - \frac{3}{10} * WSh_{SFC-3} + \frac{3}{10} * (T-Td)_{650}$$

Das Gewitterrisiko ist zu abendlicher/nächtlicher Stunde dann hoch, wenn der $SWISS_{12}$ -Index < 0.6 ist. Wie beim Index für die 00 UTC Radiosonde wird auch hier ohne Dimensionen gearbeitet. Es bedeuten:

$SLI = T_{500} - T'_{SFC \rightarrow 500}$ = Surface-Lifted-Index. Der SLI berechnet sich gleich wie ein Showalter Index ausgehend von Temperatur und Taupunkt im Bodenniveau und dem daraus resultierenden Θ_{WSFC} , das anschließend die 500-hPa-Fläche schneidet.

WSh_{SFC-3} = Vertikale Windscherung zwischen Boden und 3000 Meter Höhe. *Sie ist an Gewittertagen besonders groß.*

$(T-Td)_{650}$ entspricht in etwa der Taupunktdifferenz auf dem Jungfraujoch.

Ein Plausibilitäts-Check zeigt, dass hauptsächlich SLI und vertikale Windscherung den Index bestimmen. Ein hoher Spread am Nachmittag ist eher ein Hinweis auf Subsidenz und trockene Luft. Kleine Taupunktdifferenzen deuten auf "Gipfelwolken" beim Jungfraujoch und die Tendenz zur Auslösung weiterer Quellwolken hin.

Weiterführende Links/Papers/Texte zu konvektivem Wetter:

<http://www.estofex.org/guide/>

<http://www.tordach.org/education.htm>

<http://www.tordach.org/papers.htm>

<http://www.wolkenschnueffler.de/40464.html>

Literatur

Das Verzeichnis enthält eine Auswahl grundlegender und spezieller Werke. Es möchte helfen, den Einstieg in das Thema zu erleichtern und autodidaktisches Lernen zu fördern.

Aufgeführt sind sowohl Titel, die sich eng an das Thema Wetteranalyse und -vorhersage anlehnen als auch solchen, die einen weiteren Bezug dazu haben, wie beispielsweise Bücher zu Flugmeteorologie und Seewetter oder Werke, die eher klimatologische Aspekte beleuchten. Gleiches gilt für Literatur mit einem Schwergewicht auf Grenzschichtmeteorologie. Das Verständnis für die Meteorologie der bodennahen Atmosphäre ist für die Wettervorhersage ebenso wichtig, wie für die Vorgänge in der mittleren und höheren Troposphäre. Dies gilt besonders bei gradientenschwachen Wetterlagen und bei der Beurteilung lokaler Besonderheiten. Bei Entkopplung von der synoptischen Entwicklung führt die planetare Grenzschicht ein markantes Eigenleben.

Weitgehend unberücksichtigt blieben Titel mit einem populärwissenschaftlichen Einstieg in das Thema. Der Zugang zu dieser, in der Regel ansprechenden und reich illustrierten Literatur, ist einfach. Inhaltlich stößt man jedoch früher oder später an Grenzen. Ziel ist es, diese Grenzen mit dem vorliegenden Verzeichnis zu erweitern.

Die Auswahl der Titel ist einseitig im englischen und deutschen Sprachbereich angesiedelt. Französische Publikationen sind im Verzeichnis rar. Dies liegt an der Dominanz englischer Veröffentlichungen.

Hinweise zu spezifischer Literatur, die in diesem Verzeichnis fehlt, sind willkommen. Gleiches gilt für kritische Hinweise zu den Literaturkommentaren. Die Hinweise helfen, das Skript à jour zu halten. Besten Dank im Voraus. Ein leidiges Thema bleiben hervorragende Titel ohne Neuauflagen. Auch für diesbezügliche Hinweise bin ich dankbar. Die Erfahrung zeigt, dass innerhalb von Jahresfrist ein bis zwei Titel, die im Verzeichnis noch aufgeführt sind, nicht mehr neu aufgelegt werden oder bestenfalls unter einer neuen ISBN-Nummer erscheinen. Wie recht hatte doch Heraklit mit seinem Ausspruch: "panta rhei".

Ralph Rickli, Vorackerweg 11, 3073 Gümligen.
Tel. 031 - 951 47 59 / ralph.rickli@bluewin.ch

Ackerman, Steven A. and John, A. Knox, 2012: **Meteorology - Understanding the Atmosphere**. 3 edition, Jones & Bartlett Learning, 40 Tall Pine Drive Sudbury, MA 01776, 578 pp. *Wer Anschauung sucht, wie man ein naturwissenschaftliches Thema mit aktuellen Fakten grafisch ansprechend vermittelt, der trifft bei Ackerman und Knox auf einen reichen Fundus. Absolut top - man kann es kaum mehr besser machen. Die Intros zu den einzelnen Kapiteln sind mit geschichtlichen Ereignissen von Kolumbus über den D-day Forecast bis hin zum Ensemble Set des ECMWF für Sonntag, 26. Dezember 1999 mit Sturm "Lothar" lebendig geschrieben. Wer das Buch in den Händen hält und darin stöbert, der behält es. Donald Ahrens' **Meteorology Today** hat eine äußerst starke Konkurrenz erhalten, interessanterweise innerhalb desselben Verlags. Steven Ackerman und John Knox haben einen Standard geschaffen, der so leicht nicht zu überbieten ist. Das Werk ist trotz seiner 467 Seiten und seines A4 ähnlichen Formates paperbound - dadurch bleibt offen, wie lange es einem intensiven Gebrauch standhält, bevor sich die einzelnen Seiten verselbstständigen. Ahrens hat Wegmarken gesetzt, die Ackerman, Knox und Stull in mehrere Richtungen erweitert haben.*

Die Homepage zum Buch findet sich hier:
<http://itg1.meteor.wisc.edu/wxwise/Ackerman-Knox/>

Ahrens, Donald C., 2012: **Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate, and the Environment**. Tenth Edition. Brooks Cole Publishing, 624 pp.

*Eine wunderschöne Einführung in die facettenreiche Thematik der Meteorologie mit Beispielen, die sich zwar überwiegend auf die Vereinigten Staaten beziehen, jedoch unschwer auf Europa zu übertragen sind. Das Buch ist sehr ansprechend aufgemacht, enthält eine Vielzahl instruktiver Fotos, Grafiken und Tabellen. Es bietet einen deskriptiven Einstieg in die Meteorologie. Die Ergänzung von Roland Stull basiert auf der Erfahrung, dass sich viele Studenten zunächst mit Ahrens' **Meteorology Today** beschäftigen, bevor sie sich an partielle Differentialgleichungen wagen. Eine leicht einsehbare Strategie. Übrigens: Stull arbeitet in seinem Werk nur mit Algebra, Geometrie und Trigonometrie. Das Buch ist von Jahr zu Jahr teurer geworden und erreicht heute den Preis von knapp USD 200. Unter diesem Aspekt empfiehlt sich die Anschaffung von Ackerman and Knox.*

Asnani, G.C., 1993: **Tropical Meteorology**. Indian Institute of Tropical Meteorology, Dr. Homi Bhabha Road, Pashan, Pune 411008, India. ISBN 81-900400-0-6 (Volume 1)
ISBN 81-900400-1-4 (Volume 2)

Beide Bände sind im Buchhandel nicht erhältlich, sondern beim Indian Institute of Tropical Meteorology zu beziehen. www.tropmet.res.in Asnani legt mit diesem zweibändigen Werk eine Arbeit vor, die gekennzeichnet ist von Asnanis Erfahrung als Prognostiker in Kenia und Indien. Tropical Meteorology erweist sich als wahre Fundgrube. Das Kompendium dient jedem, der sich eingehend mit tropischer Meteorologie auseinandersetzt. Im Jahr 2008 ist eine dreibändige Neuauflage des Werks erschienen. Volume 2 und 3 sind digital verfügbar.

<http://www.tropicalmeteorology.com/contents.html>

Ausführliche Informationen zu tropischer Meteorologie finden sich in den Publikationsverzeichnissen der Professoren Robert A. Houze Jr.

<http://www.atmos.washington.edu/~houze/>
und Chih-Pei Chang

<http://faculty.nps.edu/cpchang/>

<http://www.weather.nps.navy.mil/~cpchang/TWM-III/R9-B3d-MesoscaleSynopticMotions.pdf>

http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf

Atlas, Davis, 1990: **Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference**. Amer. Meteor. Soc., Boston, 806 pp.

Das Werk bietet eine umfassende Einführung in die Radarmeteorologie. Auch wer nicht täglich mit Wetterradar zu tun hat, kommt auf die Rechnung, sei dies in Form eines geschichtlichen Einblicks in die Entwicklung des Wetterradars, sei dies in Form von Fallstudien, bei denen Radarbilder wesentlich zur Entwicklung von konzeptionellen Modellen geführt haben. Zweifellos ist die Radartechnologie in den vergangenen Jahrzehnten nicht stehen geblieben. Für den interessierten Leser steht eine breite Palette spezifischer Publikationen zur Verfügung.

Bader, M.J., G.S. Forbes, J.R. Grant, R.B.E. Lilley, and A.J. Waters, (eds.), 1997: **Images in weather forecasting - a practical guide for interpreting satellite and radar imagery**. Reprint of the first edition (1995). Cambridge University Press, Cambridge, 523 pp.

Dieses Buch sucht seinesgleichen in Aufmachung, ansprechendem Layout und Form der gewählten Beispiele. Diese werden mit Skizzen, konzeptionellen Modellen, Felddarstellungen aus numerischen Modellen, Wetter- und Spezialkarten sowie Radiosondenprofilen umfassend erläutert. Ein wunderschönes Buch, das jedem Synoptiker den Puls in die Höhe treibt: Ein "Muss" für Leute, die regelmäßig Satellitenbilder interpretieren. Das Buch ist vergriffen und nur noch über Bibliotheken und Antiquariat zugänglich. Weil kein vergleichbares Folgewerk erschienen ist, wird der Hinweis auf das Buch in der Literaturliste belassen.

Bluestein, Howard B., 1992: **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes**. Volume I, Principles of Kinematics and Dynamics. Oxford University Press, Oxford, 431 pp.

Howard Bluestein hat sich einen Namen als Tornado Forscher gemacht. Mit **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes** verfolgt der Autor das Ziel, das Standardwerk von Sverre Pettersen, **Weather Analysis and Forecasting**, aufzudatieren und zu ergänzen. Das Buch ist zusammen mit Volume II humorvoll geschrieben und mit Formeln reich dotiert. Es ist ein wertvolles Kompendium für diejenigen, der sich intensiv mit synoptischer Meteorologie beschäftigt.

Bluestein, Howard B., 1993: **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes**. Volume II, Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, Oxford, 594 pp.

Dieser Band ist die synoptische Erweiterung von Volume I. Ein wertvolles und hilfreiches Buch mit Beispielen, die sich schwergewichtig auf die Vereinigten Staaten beziehen.

Bott, Andreas, 2012: **Synoptische Meteorologie – Methoden der Wetteranalyse und –prognose**. Springer Verlag Heidelberg, 485 pp.

Andreas Bott ist es auf bemerkenswerte Art gelungen, ein zeitgemäßes Werk zur Synoptik zu verfassen. Zeitgemäss bedeutet, dass Erkenntnisse aus Feldexperimenten der vergangenen Dekaden und Anwendungen aus dem Prognosealltag ihren Niederschlag in einem deutschsprachigen Werk finden. Das Werk von Bott bietet eine farbige und informative Ergänzung und Erweiterung zur Synoptischen Meteorologie von Manfred Kurz (1998). Es ersetzt jedoch den Leitfaden von Manfred Kurz nicht. Viel mehr lohnt es sich, beide Werke im Regal stehen zu haben.

Carlson, Toby N., 1998: **Mid-Latitude Weather Systems**. American Meteorological Society, Boston, 507 pp.

Dieses Buch ist eine wunderschöne Einführung in die synoptische Meteorologie und in das synoptische Denken im "large scale". Die Beispiele

stammen aus den U.S.A.. Sie sind jedoch problemlos auf Europa übertragbar. (Toby Carlson ist Prof. emeritus der Penn. State University). Wer auf Deutsch ein ähnliches Werk sucht, der sei auf Manfred Kurz verwiesen (**Synoptische Meteorologie**).

Das Autorenteam des Seewetteramtes, 2009: **Seewetter**. 2. Überarbeitete und erweiterte Auflage. Deutscher Segler-Verband-Verlag DSV-Verlag, Hamburg, 388 pp.

ISBN 3-88412-367-X (hb)

Das vorliegende Werk ist eine umfassende Überarbeitung der 1989 erschienenen Ausgabe. Seewetter legt ein Schwergewicht auf die Grundlagen maritimer Meteorologie und auf die Interpretation von Seewetterberichten. Es enthält eine Fülle instruktiver Grafiken und typischer Großwetterlagen über Europa. Darin ist der Mittelmeerraum ebenso einbezogen wie die Seegebiete des nördlichen Mitteleuropas (Ostatlantik, Ärmelkanal, Nord- und Ostsee). Wer sich für praxisnahes Wetter interessiert, ist von diesem Werk begeistert. Es führt auch in meso- bis mikroskalige Phänomene ein, wie zum Beispiel Düsen- und Eckeneffekte der Topographie sowie Konvergenzen und Divergenzen entlang der Küste. Seewetter motiviert sehr zu eigenem Beobachten und Interpretieren. Leider ist auch dieses Werk nur noch antiquarisch erhältlich.

Das Autorenteam des Seewetteramtes, 2005: **Wetter an Bord - Das Praxishandbuch für den Fahrten- und Regattasegler**. Deutscher Segler Verband Verlag DSV-Verlag, Hamburg, 212 pp. *Dem fachlich und didaktisch bestens ausgewiesenen Autorenteam ist ein höchst motivierender und perfekter Wurf gelungen. Perfekt impliziert, dass das Werk kaum Verbesserung und Überarbeitung bedarf. Es ist davon auszugehen, dass der Erstauflage weitere Auflagen folgen werden. **Wetter an Bord** macht umfassend Gebrauch von Kartenbeispielen aus dem Internet. Das Taschenbuch vermittelt praxisnahe Wetterkunde vom Feinsten und versucht erstmals, mittels Entscheidungsbaum die Wetterfaktoren zu gewichten. Kurzum, ein sehr preiswertes Muss für jeden Segler und Wetterfreak, der sich mit Seewetter auseinandersetzt.*

Deutscher Wetterdienst, 1987: **Allgemeine Meteorologie**. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst No 1, Dritte Auflage, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Zentralamt, Frankfurter Strasse 135, D-63067 Offenbach am Main, 181 pp.

Dieses Lehrmittel ist eine preiswerte Alternative zu manchem deutschsprachigen Werk. Es ist verständlich geschrieben, enthält sauber gezeichnete Grafiken und einen ausführlichen Teil zu

Wolken und Hydrometeoren - eine dienliche Referenz für den Geographieunterricht. Nebst einem Teil Synoptik (Co-Autor M. Kurz) verfügt es auch über einen Abriss außereuropäischer Zirkulationsformen und Klimate.

Djuric, Dušan, 1994: **Weather analysis**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632, 304 pp.

Eine wunderschöne Ein- und Weiterführung in das Thema Wetteranalyse und -vorhersage, die zusammen mit Roland Stulls 'Meteorology Today' ein sehr praktisches Arbeitspaket bildet. Das Buch ist gut strukturiert, leicht verständlich geschrieben, instruktiv illustriert.

Dunlop, Storm, 2003: **The Weather Identification Handbook**. The Lyons Press, Guilford, Connecticut, 192 pp.

*Storm Dunlop ist ein begnadeter Autor von Literatur zu praktischer Astronomie. Im vorliegenden Taschenbuch widmet er sich den vielfältigen Wolkenbildern am Himmel. Was, schon wieder ein Buch zu Wolken, könnte eine erste Reaktion sein. Wer jedoch Storm Dunlop's **Weather Identification Handbook** einmal in den Händen gehalten hat, wer den Text sorgfältig liest, dem ist klar, dass dieses Werk auf dem privaten Bücherregal nicht fehlen darf. Er wird es kaufen. Es existiert eine Vielfalt von Bestimmungsliteratur zu Wolken. Storm Dunlop hält, was er verspricht - und das sehr preiswert.*

Hastenrath, Stefan, 1991: **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 pp.

*Ein sehr kompaktes und umfassendes Werk zur Klimatologie tropischer Zirkulation. Man ist versucht, 'Hastenrath' als Ergänzung zu Blüthgen / Weischet zu nennen. Das Buch dient jedem, der sich im tropischen und subtropischen Raum aufhält und mit klimatologischen und meteorologischen Fragestellungen konfrontiert ist. Es ist spannend und leicht verständlich geschrieben und enthält zudem ein Kapitel, das sich mit der Klimageschichte der Tropen befasst. Am ehesten ist es mit Herbert Riehls Werk **Climate and weather in the tropics** zu vergleichen, das, 1979 erschienen, bereits eine gute Dekade älter ist.*

Holton, James R., Gregory J. Hakim, 2012: **An Introduction to Dynamic Meteorology**, Fifth Edition, Academic Press, Inc., New York, 552 pp.

Den 'Holton' als Primer vorzustellen, kommt dem sprichwörtlichen „Eulen nach Athen tragen“, gleich. Auch wenn die Thematik in ähnlichem Umfang oder in Form von Teilaspekten in anderer Literatur behandelt wird, so ist doch der 'Holton' der Inbegriff eines Lehrbuchs für Dynamische Meteorologie.

Houze, Robert A., 1993: **Cloud Dynamics**. International Geophysics Series, Vol. 53. Academic Press, Inc., San Diego, 573 pp. ISBN 0-12-356881-1 (pb).

“Cloud Dynamics“ ist ein breit gefasstes Werk in Taschenbuchformat, das bezüglich konzeptioneller Modelle von Wolken kaum Wünsche übrig lässt. Es ist verständlich geschrieben und enthält eine Vielzahl hervorragender Grafiken zum Verständnis von Wolken und Phänomenen, die zum Entstehen von Wolken beitragen. Im Verhältnis zum Inhalt ist es wohl eines der günstigsten Bücher zum Thema. Wer sich mit Wolken nicht nur aus ästhetischer Sicht auseinandersetzt, für den wird 'Houze' zu einer wahren Fundgrube.

Seit dem 02. September 2014 ist eine überarbeitete Neuauflage auf dem Markt.

http://store.elsevier.com/Cloud-Dynamics/Robert-Houze-Jr_/isbn-9780123742667/

Das Buch besticht durch die ansprechende graphische Gestaltung, den hervorragenden und verständlichen Begleittext sowie das Format. Das Werk ist im selben Format erschienen, wie Atmospheric Sciences von Wallace und Hobbs (28 cm x 22 cm). Weil die Seiten aufgeklappt bleiben, ist das Buch ein Lese- und Studienvergnügen erster Klasse, im Gegensatz zum Taschenbuch, das formatbedingt die Tendenz hat, zuzuklappen.

Das Volume von 1993 lässt sich als PDF auf der Homepage von Robert A. Houze herunterladen. <ftp://128.95.175.49/pub/pub/houze/old/Cloud-Dynamics.pdf>

Kaufeld, Lothar, Klaus Dittmer, Rolf Doberitz, 2008: **Mittelmeerwetter**. 5. Auflage, Yacht-Bücherei Band 106. Delius Klasing Verlag, Bielefeld, 216 pp.

Eine schöne, mit Diagrammen, Wetterkarten und Fallbeispielen dokumentierte Biographie des Mittelmeerwetters. Eignet sich auch gut für Lehrer, die sich über saisonale Besonderheiten informieren möchten. Preis / Leistung hervorragend.

King, J.C., and John Turner, 1997: **Antarctic Meteorology and Climatology**. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press, Cambridge, 409 pp.

Dank Internet ist es möglich, aktuelle Beobachtungen von Forschungsstationen in der Antarktis, von Driftbojen, Forschungsschiffen und auch von Radiosonden zu studieren. Hinzu kommt eine Vielzahl von Satellitenbildern, die von der Eisverteilung über Wolken bis hin zum Gesamtzoo Angaben liefern. Der Einblick in eine Welt, die

noch vor Kurzem nur Wissenschaftlern zugänglich war, wird jedermann möglich. Das vorliegende Werk gibt Einblick in die Zirkulations- und Wetterbedingungen am südlichen 'Ende' der Welt. Ausgehend von diesem Überblick sei auf das Werk von Turner verwiesen, das den Stand des Wissens zur Wettervorhersage in der Antarktis enthält und frei herunterzuladen ist. **Antarctic Weather Forecasting Handbook**.

www.bom.gov.au/weather/ant/handbook/handbook_16june04.pdf

Kurz Manfred, 1998: **Synoptische Meteorologie**. 2. vollständig überarbeitete Auflage, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst No 8. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Zentralamt, Frankfurter Strasse 135, 63067 Offenbach am Main, 197 pp.

ISBN 3-88148-338-1 (pb)

Manfred Kurz ist ein begnadeter Lehrer auf dem Gebiet der synoptischen Meteorologie, der dem Leser einiges an mathematischem Werkzeug vorlegt und auch mathematisches Wissen abverlangt und gleichzeitig den Inhalt der mathematischen Formulierungen anschaulich in Worte fasst. Der 'Kurz' ist DAS Lehrmittel zur synoptischen Meteorologie im deutschen Sprachraum schlechthin. Es anzuschaffen lohnt sich jedoch nur für diejenigen, die sich intensiv und regelmäßig mit synoptischer Meteorologie auseinandersetzen. Man könnte auch sagen, dass Kurz dort mit vielen praktischen Beispielen beginnt, wo Lehrbücher der allgemeinen Meteorologie aufhören, weil sie nicht entsprechend in die thematische Tiefe führen.

Lackmann, Gary, 2011: **Midlatitude Synoptic Meteorology – Dynamics, Analysis – Forecasting**. American Meteorological Society, Boston, 345 pp.

Gary Lackmann ist Professor für Atmosphärenwissenschaften an der North Carolina State University. Er legt mit diesem Werk ein Lehrbuch vor, das sowohl Bezug nimmt auf bestehende Literatur und E-Learning Modules, als auch eine Menge Praxis aus dem Prognostiker-Alltag enthält. Es ist ein phantastisches Lehrbuch und dient jedem, der sich intensiv mit Prognostik beschäftigt. Obschon knapp nach dem Erscheinen auch ein ähnliches deutschsprachiges Werk auf den Markt gelangt ist (Andreas Bott, 2012: **Synoptische Meteorologie**), unterscheiden sich beide Werke ausreichend in der Auswahl der diskutierten Beispiele und auch im Stil. Die Wahl, welches Buch gekauft werden soll, ist dem interessierten Leser überlassen. Wer vom Wetter „angefressen“ ist, wird sich beide leisten. Wer regelmäßig mit den Karten von www.wetter3.de arbeitet, ist mit Andreas Bott (2012) hervorragend bedient.

Lange, Hans-Joachim, 2002: *Die Physik des Wetters und des Klimas. Ein Grundkurs zur Theorie des Systems Atmosphäre*. Dietrich Reimer Verlag, Berlin, 625 pp.

Eines gleich vornweg: Das Buch ist vergriffen, obschon erst 2002 herausgegeben - weshalb also noch in der Literaturliste aufführen? Schlicht deshalb, weil es ein ausgezeichnetes Lehrbuch in deutscher Sprache ist und sich vielleicht antiquarisch oder in Bibliotheken noch greifbar machen lässt. Neu ist es als Download auf der Homepage des Autors zugänglich: <http://hajolange.de/>

Ähnlich wie Manfred Kurz, versteht es Lange, die wesentlichen Gedankengänge Schritt für Schritt zu entwickeln. Ich liebe es, dasselbe Thema bei verschiedenen Autoren zu studieren. Man erhält immer wieder neue Tipps und Gedanken, die zum Verständnis eines Sachverhalts dienen. *Lange war Schüler bei Professor Fortak und versteht sein Buch als: "Zusammenfassung der wichtigsten Lehrinhalte nach einer etwa 30-jährigen Vorlesungstätigkeit. Ich wollte Gedanken "retten", welche sich gegen Ende des Berufslebens in Bergen von unleserlichen Handnotizen angesammelt hatten. Gleichzeitig habe ich angestrebt, die Grundlagen einer "Theorie der Atmosphäre" einigermaßen vollständig darzustellen und eine relativ breite Themenvielfalt zu erreichen."*

Wer von der PBL bis hin zur Chaostheorie die mathematischen Grundlagen des Systems Atmosphäre auf Deutsch studieren möchte, ist mit Lange ausgezeichnet bedient. Hans-Joachim Langes Buch dient vor allem dem mathematisch interessierten Wetterfreak. Es ist gewissermaßen ein Pendant zu Helmut Pichlers "Dynamik der Atmosphäre" (hier nicht weiter aufgeführt). Persönlich finde ich Lange verständlicher als Pichler - doch dies ist sehr subjektiv.

Homepage von Hans-Joachim Lange:
<http://hajolange.de/>

Le Vourc'h, Jean-Yves, Claude Fons et Marcel Le Stum, 2001: *Météorologie générale et maritime*. Cours et Manuels no 14. École nationale de la météorologie, Météo France, Paris, 277 pp. *Météo France publiziert mit diesem Werk eine leicht verständliche und mit grundlegenden Formeln versehene Einführung in die allgemeine und maritime Meteorologie. Die französische Lektüre ist angenehm und dienlich zur Vertiefung von Fachbegriffen auf Französisch. Im Gegensatz zu Ackerman und Knox (2006) sind die Skizzen und Grafiken von Hand gezeichnet. Gleichzeitig ist der Text durch Satellitenbilder und terrestrische Fotos ergänzt. Das Buch hat einen eigenen Charme und Charakter, der von handkolorierten Prognosekarten und vielfarbigem Computeroutput gleicherweise lebt, wie von Skizzen,*

die "Blackboard Screenshots" sein könnten. Der Text ist so knapp wie möglich gehalten. Didaktische Intros mit Geschichten, die das Leben schrieb, fehlen. Das Buch verkörpert den konventionellen europäischen Lehrbuchstil, jedoch frischer und farbiger als Beispiele aus UK und Deutschland.

Lester, Peter, F., 1993: *Turbulence - A New Perspective for Pilots*. Jeppesen Sanderson, Inc., 55 Inverness Drive East, Englewood, CO 80112-5498. ISBN 0-88487-141-X (pb).

Peter Lester legt eine sehr anschauliche und auf die Praxis ausgerichtete Monographie von atmosphärischer Turbulenz vor. Das Buch ist ein MUSS für jeden Piloten, egal ob VFR oder IFR breviiert. Es ist didaktisch geschickt aufgebaut und sehr instruktiv geschrieben - eines unter vielen positiven Beispielen angelsächsischer Fachliteratur. Peter Lester plante, auch dieses Buch zu überarbeiten. Dem Projekt fehlte die Unterstützung durch Jeppesen. Vielleicht ändert sich die Situation? Wäre super.

<http://www.met.sjsu.edu/~lester/turbulence.html>

Libbrecht Kenneth and Patricia Rasmussen, 2003: *The Snowflake: Winter's Secret Beauty*. Voyager Press Inc., 123 North Second Street, P.O. Box 338, Stillwater, MN 55082, U.S.A., 112. *"From ten thousand feet above Earth, a snowflake falls. Its journey starts when ice forms around a nucleus of dust and is blown by the winds through clouds where the crystals blossom into tiny ice stars. Because it weights next to nothing, a snow crystal may take hours to fall - finally landing where Patricia Rasmussen's camera can photograph its secret inner beauty. The snowflake is a fleeting, mysterious work of nature's art that has long fascinated humans. The first medieval scientist to examine snowflakes was so astounded by their remarkable symmetry that he wondered if these ice crystals might even have souls. In the late 1880s, Vermont farmer Wilson Bentley focused his camera on these crystals and pursued a lifelong devotion to cataloging snowflakes. Now Caltech physicist Kenneth Libbrecht chronicles the creation of the simple snow crystal - noting that even today, at the beginning of the twenty first century, we cannot fully explain how snowflakes are created. The mystery remains unsolved., Diesem Text auf der Vorderseite des Einbandes ist nichts weiter anzuführen ausser, dass das Werk ein sensationelles Portfolio von Schneekristallen darstellt - ein erstaunlich preiswertes „Muss“ für die Bibliothek von Ästheten.*

<http://www.its.caltech.edu/~atomic/book/snowflake.htm>

Lin, Yuh-Lang, 2007: **Mesoscale Dynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, 630 pp. *Beobachtungen und numerische Modellierung haben das Verständnis für Vorgänge in der Atmosphäre revolutioniert. Davon betroffen ist besonders die Mesoscale. Dazu gehören Phänomene mit einer horizontalen Ausdehnung zwischen 2 und 2000 Kilometern sowie einer Lebensdauer von maximal einer Woche - in der Regel sind die Phänomene kurzlebiger. Das Buch empfiehlt sich allen, die sich intensiv mit atmosphärischen Vorgängen der Mesoscale auseinandersetzen und die wissen, dass sie das Thema auch noch in ein paar Jahren packen wird. Das Buch ist ein Traum. Es bietet eine Übersicht, die bisher in einer einzigen Monographie dieser Art gefehlt hat. Das Werk besticht durch sauber gezeichnete Grafiken. Zum Teil kommen diese auch in anderen Werken vor und erscheinen einem bekannt. Zum Teil sind sie ganz neu. Lin versteht es zudem, den Bogen der Gebirgsmeteorologie von den Rockies über die Alpen bis hin zu den Bergen von Taiwan zu spannen.*

Das Inhaltsverzeichnis lässt sich als PDF File einsehen:

http://as-sets.cambridge.org/97805218/08750/toc/9780521808750_toc.pdf

Seit September 2010 ist das Werk auch im Paperback-Format zugänglich.

Lynch, Amanda H. and John J. Cassano, 2006: **Applied Atmospheric Dynamics**. John Wiley & Sons, Chichester, 280 pp. *Applied Atmospheric Dynamics zählt zur besten Einführungsliteratur, die ich gelesen habe. Das Buch ist ausgezeichnet strukturiert, hilfreich illustriert, ausgezeichnet geschrieben und mit Rechenbeispielen versehen. Diese helfen entscheidend mit, die Thematik zu verstehen. Insofern gleicht das Werk Mid-Latitude Atmospheric Dynamics von Jonathan Martin und Meteorology for Scientists and Engineers von Roland Stull. Obwohl besonders mit dem Werk von Jonathan Martin Parallelen und thematische Überschneidungen bestehen, empfiehlt sich die Anschaffung beider Lehrbücher.*

Mak, Mankin, 2011: **Atmospheric Dynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, 486 pp.

Mankin Mak lässt Erfahrung und Wissen aus seiner Professur, aus seinen Publikationen und aus seiner Erfahrung als Herausgeber des renommierten *Journal of Atmospheric Sciences* in dieses Werk einfließen. Der Text ist sehr verständlich verfasst, die Lektüre eine grosse Freude. Das Layout, die Schriftgrösse, die Auswahl von Formeln und Grafiken laden zum Lesen und Verweilen ein. Das Werk eignet sich für jeden, der sich

vertieft in die mathematische Beschreibung der Luftbewegung beschäftigt. Das Buch ist zudem ein phantastisches Nachschlagewerk. <http://www.atmos.illinois.edu/~m-mak/book.pdf>

Markowski, Paul and Yvette Richardson, 2010: **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. Wiley-Blackwell, Chichester, 407 pp.

Endlich hat jemand die Herausforderung gepackt, beinahe möchte man sagen, die freie Zeit geopfert und das Wissen der jüngsten Vergangenheit zu mesoskaliger Meteorologie aufgearbeitet. Das Buch der beiden PSU Professoren besticht durch einen schnörkellosen instruktiven Text und durch ansprechende, vielfach farbige Grafiken. Manchen sind aus Werken anderer Autoren übernommen worden. Vieles erscheint deshalb beim schnellen Durchblättern des Buches bekannt. Doch beim Lesen zeigt sich, dass Markowski und Richardson eindeutig eine Lücke füllen.

<http://www.met.psu.edu/people/pmm116>

<http://www.met.psu.edu/people/ypr1>

Martin, Jonathan, E., 2006: **Mid-Latitude Atmospheric Dynamics**. John Wiley & Sons, Southern Gate, Chichester, 324 pp.

Auf den ersten Moment ist man versucht zu fragen: Wozu braucht es nach Holton (2004, 2012) nochmals ein ähnliches Werk? Martin liefert im Vorwort die Antwort gleich selbst: "First, students have invariably complained that the available textbooks are difficult to employ as study tools, often skipping steps in mathematical derivations and thus, on occasion, contributing more to frustration than to edification. They often wonder how the subject matter can seem so clear in lectures and then so confusing that night in the library. Second, there is no other currently available text that serves as a concise primer in the application of elementary dynamics to the central problems of modern synoptic-dynamic meteorology: the diagnosis of vertical motion, fronts and frontogenesis, and the dynamics of the cyclone life cycle from both the ω -centric and potential vorticity perspectives".

<http://marrella.meteor.wisc.edu/Martin.html>

Nappo, Carmen, J., 2002: **An Introduction to Atmospheric Gravity Waves**. Academic Press, New York, 276 pp.

ISBN 0-12-514082-7 (hb)

Die Atmosphäre ist durchsetzt mit Wellen der verschiedensten Amplituden und Wellenlängen. Eindrücklich zeigen sich Wellen in Wolken auf Satellitenbildern, beim Blick von einem Berg oder aus dem Flugzeug und selbstverständlich auch vom Boden aus. Viele Wellen sind schwierig oder überhaupt nicht zu erkennen. Manche zeigen sich erst in animierten Webcam-Bildern.

Wer sich intensiv mit dem Wetter auseinandersetzt, kommt am Thema Wellen nicht vorbei und wird sich früher oder später intensiver mit diesem Thema befassen. Hier bietet das Werk von Nappo einen spannenden Einstieg. Es ist ein teures Buch und empfiehlt sich nur zum Kauf, wenn man sicher weiss, thematische am Ball zu bleiben.

Naylor, John, 2002: **Out of the Blue - A 24-hour Skywatcher's Guide**. Cambridge University Press, Cambridge, 360 pp.

Inhaltlich gleicht das Buch jenem von Kristian Schlegel (*Vom Polarlicht zum Regenbogen - Leuchterscheinungen in der Atmosphäre*). Naylor's Werk ist umfassender konzipiert und enthält mehr instruktive Grafiken. Es ist leicht verständlich geschrieben und ein „MUSS“ im Bücherregal von Lehrerinnen und Lehrern der Geographie und Physik. Die Bilder sind sorgfältig ausgewählt. Viele stammen von Pekka Parviainen - einem "Cartier Bresson" der Himmelsphotographie. <http://www.polarimage.fi/> Das Layout der Seiten ist sehr ansprechend gestaltet. Es ist noch Platz vorhanden für eigene Notizen und Bemerkungen: Rundum ein gelungenes Werk. Ein Werk, das sehr motiviert, mit Auge und Feldstecher den Himmel bewusst zu beobachten, ein Werk auch für "Backyard Astronomers".

Santurette, Patrick and Christo G. Georgiev, 2005: **Weather Analysis and Forecasting - Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis**. Elsevier Academic Press, London, 179 pp.

Patrick Santurette (Forecast Laboratory, Météo France) und Christo G. Georgiev (National Institute of Meteorology and Hydrology, Bulgarian Academy of Sciences) haben das geschafft, worauf man in der Wettervorhersage schon lange gewartet hat: Eine instruktive Zusammenstellung des Wissensstands über den Zusammenhang zwischen der Verteilung des Wasserdampfs und jener der Isentropen Potentiellen Vorticity (IPV) in der oberen Troposphäre. Kommt hinzu, dass sich die ausgewählten Beispiele mehrheitlich auf Europa beziehen, und sich deshalb im Alltag noch direkter anwenden lassen als Beispiel aus Amerika. Das Buch ist eine wahre Fundgrube an Know How, da den Satellitenbildern meist Felder meteorologischer Variablen (Geopotential, Wind, Temperatur, Isohypsen) überlagert worden sind. Das Buch eignet sich für jenen Interessenten, der sich intensiv mit dem dem synoptischen Skalenbereich und der Meso- α Scale beschäftigt.

Schlegel, Kristian, 2001: **Vom Regenbogen zum Polarlicht - Leuchterscheinungen in der Atmosphäre**. 2. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 192 pp. ISBN 3-8274-1174-2 (hb).

Das Buch von Kristian Schlegel ist sensationell. In klarer und leicht verständlicher Sprache erläutert Schlegel optische Phänomene in der Atmosphäre. Das Buch ist ausgezeichnet illustriert. Die Texte sind relativ knapp und doch sehr umfassend gehalten. Eine ausführliche Liste weiterführender Literatur, lädt zum autodidaktischen Vertiefen des Stoffes ein. Die erste Auflage war zum sensationellen Preis von CHF 19.-- zu haben. Jetzt ist das Buch zwar doppelt so teuer, jedoch mit Hardcover weiterhin sehr preiswert.

Simpson, John E., 2007: **Sea breeze and local winds**. University Press, Cambridge, 248 pp. Eine schöne und wertvolle Monographie zum See-Landwindssystem mit vielen angewandten Beispielen. Mir ist kein Buch bekannt, das das Thema Sea Breeze gleichermassen umfassend behandelt. Es ist für den Segler auf See ebenso von Interesse, wie für den Segelflieger, der sein Flugzeug entlang der Sea Breeze Front in teils thermischem, teils dynamisch induziertem Aufwind hält. Zusätzlich sind auch andere thermisch induzierte mesoskalige Windsysteme besprochen. Das Buch ist auch als Paperback-Ausgabe erhältlich.

Stull, Roland B., 2001: **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Springer, Berlin, 684 pp.

Nebst Geigers *The climate near the ground* gehört der 'Stull' zu einem der bekanntesten und verbreitetsten PBL Büchern schlechthin. Er ist verständlich aufgebaut und enthält viele konzeptionelle Beispiele zur numerischen Behandlung von Boundary Layer Phänomenen. Tim Okes *Boundary Layer Climates* bietet im Vergleich zu Stull ebenfalls eine gute Einführung in die Flusskonzepte der Grenzschichtmeteorologie, doch bietet Oke nur beschränkt Hand für eigene Berechnungen. Stull ist eine Fundgrube für Parametrisierungen, die mittels Tabellenkalkulation gelöst werden können.

Stull, Roland B., 2000: **Meteorology Today for Scientists and Engineers - A Technical Companion Book to Meteorology Today by C. Donald Ahrens. Second Edition**.

Brooks / Cole, 511 Forest Lodge Road, Pacific Grove, CA 93950, U.S.A., 502 pp. ISBN 0-534-37214-7 (pb)

Roland Stull ist mit diesem Buch ein Werk gelungen, das jedem an Meteorologie Interessierten wärmstens empfohlen ist. Sensationell ist nicht nur der Preis, sondern vor allem der auf die Praxis und das Verständnis ausgerichtete Inhalt.

Eine Vielzahl von Rechnungsbeispielen und Aufgaben, die mittels Tabellenkalkulation gelöst werden können, ermöglichen ein tieferes Verständnis atmosphärischer Vorgänge von der Thermodynamik bis hin zu optischen Phänomenen. Roland Stull hat das Buch als Ergänzung konzipiert zum leicht verständlichen Werk von Donald Ahrens: **Meteorology Today**.

Roland Stull hat ein Update in Bearbeitung. Preprints daraus sind zugänglich unter:
http://www.eos.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/

Severe storm Enthusiasten werden sich sogleich auf das Kapitel mit konvektiven Stürmen stürzen:
http://www.eos.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/Chapters/Ch14-Tstorm_Fundamentals.pdf

Vallis, Geoffrey K., 2010: **Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics – Fundamentals and Large-Scale Circulation**. Sixth Printing. Cambridge University Press, Cambridge, 745 pp. Dieses umfassende Werk zu Fluid Dynamics dient dem Prognostiker als Referenz für vertieftes Studium und als Nachschlagewerk. Es dient auch dem Verständnis für die Abbildung atmosphärischer Prozesse in numerischen Modellen. Das Buch weist Ähnlichkeiten mit dem Werk von Makin Mak (2011) auf. Die inhaltliche Kongruenz beschränkt sich auf die allgemeine Beschreibung von Phänomenen. In den Einzelbeispielen unterscheiden sich die Werke. Vallis nimmt zudem Bezug auf die Zirkulation in den Ozeanen und bietet eine hilfreiche Einführung. Ähnlich wie bei Mak, sind auch bei Vallis Layout, Schrift, Formeln und Grafiken sehr ansprechend ausgewählt und aufbereitet. Vallis versteht es hervorragend, den Leser Schritt für Schritt durch anspruchsvolle Themen zu führen. Die Lektüre ist ein grosse Freude und eine Entdeckungsreise zugleich.

Vasquez, Tim, 2008: **Storm Chasing Handbook**. Second Edition. Weather Graphics Technologies, P.O. Box 450211, Garland, TX 75045. 286 pp.

Tim Vasquez zählt zweifellos zu jenen Zeitgenossen, die jenseits des großen Teiches als "weather nuts" bezeichnet. Tim ist Meteorologe, leistete bei der U.S. Air Force unter anderem in Asien und Afrika Dienst und ist heute Inhaber der Firma Weather Graphics Technologies, die beispielsweise die Software "Digital Atmosphere" entwickelt hat und vertreibt (sehr empfehlenswert). In seinem Storm Chasing Handbook vermittelt der Autor sowohl Basics zur Entwicklung von konvektivem Wetter als auch eine Vielzahl

praktischer Tips. Sie reichen von der technischen Ausrüstung über Frequenzangaben zu NOAA Weather Radio bis zur regionalen Beschreibung ergiebiger Chasing grounds von Texas bis in die nördlichen Plains. Das "Storm Chasing Handbook" ist kein Lehrbuch sondern DER Leitfaden und Reiseführer für Weather Cracks, die Storm Chasing in den Great Planes planen.

Vollmer, Michael, 2006: **Lichtspiele in der Luft - Atmosphärische Optik für Einsteiger**. Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 360 pp.

Der Autor, Professor für Experimentalphysik an der FH Brandenburg, schreibt im Vorwort: "Warum ein Buch über Phänomene atmosphärischer Optik? Ein Überleben in unserer technisierten Welt ist langfristig nur möglich, wenn mit Natur und Umwelt liebevoll umgegangen wird. Und wie liesse sich das besser erreichen als durch die Faszination einer direkten Wahrnehmung der Natur? Eine herausragende Rolle spielt dabei die Vielzahl möglicher optischer Naturphänomene, die neben oder gerade wegen ihrer Schönheit zum Nachdenken anregen, zum Grübeln über die zugrunde liegende Physik. Durch die vielen visuellen Einflüsse von Film, Video, Fernsehen und Internet werden faszinierende Naturerscheinungen leider häufig nur noch aus Sekundärquellen, gleichsam als Konserven vermittelt. Ein direktes Beobachten von Naturphänomenen sollte in unserer von Technik überfluteten Welt wieder aktiviert werden. Denn: "Wer die Natur liebt, braucht das Beobachten ihrer Erscheinungen wie die Luft zum Atmen." So formulierte Marcel Minnaert das Bedürfnis der Naturbeobachtung im Vorwort seines berühmten Buchs **Licht und Farbe in der Natur** aus dem Jahr 1937, das kürzlich in deutscher Sprache neu aufgelegt wurde. Das vorliegende Buch möchte einen Beitrag in dieser Richtung leisten." Dies scheint Michael Vollmer denn auch gelungen zu sein. Sein Werk ist verständlich geschrieben und bietet eine vertiefende Ergänzung zum Werk von Kristian Schlegel: **Vom Regenbogen zum Polarlicht**.

Wallace John M., and Peter V. Hobbs, 2006: **Atmospheric Science - An Introductory Survey**. 2nd edition. Academic Press, Inc., Orlando, 467 pp.

Der 'Wallace und Hobbs' zählt zu den Standardwerken der Primer, auch wenn sein erstes Erscheinungsjahr knapp 30 Jahre zurückliegt. Das Buch ist sehr verständlich geschrieben und bietet einen umfassenden Einstieg in die Meteorologie. Es widmet der Wolkenphysik breiten Raum, ist ansprechend gestaltet und enthält im Anhang zu jedem Kapitel durchgerechnete Beispiele, die sehr hilfreich sind für das Prozessverständnis.

Die zweite Ausgabe ist ein MUSS für jeden, der ein instruktives Einführungswerk in die Meteorologie sucht. Ein Superbuch. Amazon schreibt darüber: "Wallace and Hobbs original edition of "Atmospheric Science" helped define the field nearly 30 years ago, and has served as the cornerstone for most university curriculums. Now, students and professionals alike can use this updated classic to understand atmospheric phenomena in the context of the latest discoveries and technologies, and prepare themselves for more advanced study and real-life problem solving. "Atmospheric Science, Second Edition", has been completely revamped in terms of content and appearance. It contains new chapters on atmospheric chemistry, the Earth system, climate, and the atmospheric boundary layer, as well as enhanced treatment of atmospheric dynamics, weather forecasting, radiative transfer, severe storms, and human impacts, such as global warming. The authors illustrate concepts with colourful state-of-the-art imagery and cover a vast amount of new information in the field. They have also developed several online materials for instructors who adopt the text. With its thorough coverage of the fundamentals, clear explanations, and extensive updates, Wallace and Hobbs' "Atmospheric Science, Second Edition", is the essential first step in educating today's atmospheric scientists".

Whiteman, C. David, 2000: **Mountain Meteorology - Fundamentals and Applications**. Oxford University Press, Oxford, New York, 355 pp. Dave Whiteman ist kein Unbekannter im Thema Mountain Weather and Meteorology. Er hat eine Vielzahl von Papers zu thermisch induzierten Windsystemen in komplexer Topographie publiziert. Das vorliegende Werk ist eine reich illustrierte Monographie zum Thema Bergwetter. Viele, wenn auch nicht alle, Beispiele stammen aus den Vereinigten Staaten. Das Buch ist sehr ansprechend aufgemacht und im Stil eine National Geographic zu lesen.

WMO, 1987: **International Cloud Atlas, Volume II - Plates**. WMO No. 407, World Meteorological Organization, Geneva, 212 pp. ISBN 92-63-12407-8 (hb).

Heute existiert eine Vielzahl von Veröffentlichungen mit atemberaubenden Wolkenbildern. Volume II des International Cloud Atlas' unterscheidet sich von allen in der umfassenden Beschreibung der Wolkenbilder, die am Bildrand durch Marken versehen sind, die auf spezielle Phänomene oder Effekte hinweisen. Alle fotografierten und beschriebenen Wolken sind zudem mit der WMO Codenummer des SYNOP Schlüssels versehen. So lassen sich nüchterne Zahlen und Symbole in Listen / Synop Karten durch den

Gebrauch des Cloud Atlas' wieder in Bilder umsetzen, ein Verfahren, das mit anderer Wolkenliteratur kaum oder überhaupt nicht möglich ist. Der Atlas ist ergänzt durch Wolkenaufnahmen vom Flugzeug aus, durch spezielle Wolken (Aschenwolken von Vulkanen, leuchtende Nachtwolken) sowie Aufnahmen von Hydrometeoren (z.B. Graupel, Hagel, Reif). Er ist nicht nur im operationellen Wetter- und Beobachtungsdienst ein ausgezeichnetes Hilfsmittel, sondern dient auch dem Lehrer, der Feldpraktika durchführt und mit "Knacknüssen" bei der Wolkenbestimmung konfrontiert ist. Seit 2010 ist der Wolkenatlas auch auf Deutsch zugänglich. Das Werk lässt sich als PDF File von der Homepage des Deutschen Wetterdienstes DWD herunterladen. Es ist unter dem Stichwort „Wolkenatlas“ in der Rubrik „Wetterlexikon“ zu finden.

<http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=Wolkenatlas.pdf>

Wiedersich, Berthold, 2006: **Taschen Atlas Wetter**. 2. Auflage. Klett Verlag, Stuttgart, 285 pp. Ursprünglich war vorgesehen, keine allgemeinen und einführenden Bücher in diese Liste aufzunehmen. Wenn der Klett Taschen Atlas trotzdem erwähnt wird, dann mit einem Augenzwinkern zum Preis. Das informative Werk weist ein kaum zu überbietendes Verhältnis von Preis und Leistung auf (um CHF 16.--). Das Taschenbuch ist reich illustriert mit Photos, Satellitenbildern mit eingetragenen meteorologischen Variablen (Fronten, Temperatur, Wind), instruktiven Wolkenbildern, Meteogrammen und einem fachlich ausgezeichneten Einführungstext. Der Taschen Atlas Wetter eignet sich hervorragend als Begleitlektüre in einführenden Kursen zum Thema "Wetterkunde". Es ist eines der wenigen Werke, das die Corioliskraft auch bei breitenkreisparalleler Bewegung erläutert. Die entsprechende Grafik war bislang nur im längst vergriffenen Werk "Wie funktioniert das ? Wetter und Klima" von Meyers Lexikonverlag zu finden.

Internet

Links allgemein

Bernhard Mühr (Uni Karlsruhe)

<http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/wetter.html>

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (ehemals Seewetteramt Hamburg)

<http://www.bsh.de/de/index.jsp>

DWD

<http://www.dwd.de/>

Georg Müller Wetterzentrale

<http://www.wetterzentrale.de/>

Infoclimat

<http://www.infoclimat.fr>

Markus Pfister

<http://www.westwind.ch/>

Meteociel

<http://www.meteociel.fr/>

Meteogiornale

<http://www.meteogiornale.it/mappe/index.php>

Meteonetwork

<http://www.meteonetwork.it/index.php?sezione=gfs>

Paviameteo

http://www.paviameteo.it/index.php?option=com_content&task=view&id=29&Itemid=53

Thomas Sävert

<http://www.saevert.de/index.html>

Uni Köln

<http://www.geomet.uni-koeln.de/beobachtungen/aktuelle-wetterinformationen/>

US NAVY FNMOC

<http://www.usno.navy.mil/FNMOC/>

Wetter3 (Universität Karlsruhe)

<http://www2.wetter3.de/>

Wetteronline

<http://www.wetteronline.de/>

Centre Météo UQAM – Toulouse

<http://meteocentre.com/toulouse/>

Models

ICM Polen

<http://weather.icm.edu.pl/>

LightningWizard's Convective Weather Maps

<http://www.lightningwizard.com/maps/>

NOAA ARL READY

<http://www.arl.noaa.gov/ready/cmet.html>

Meteoblue NMM

<http://www.meteoblue.ch/index.php?id=16&L=1&did=8>

Wetter 3 / GFS

<http://www2.wetter3.de/>

Wetterturnier FU Berlin (einzelne Links sind passwortpflichtig/GFS ist frei zugänglich)

<http://prognose.met.fu-berlin.de/daten.php>

Satellites

Aviationweather - grossräumige Übersicht

<http://aviationweather.gov/obs/sat/intl/>

Bernhard Mühr

<http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/satbilder.html>

EUMETSAT Real time

<http://oiswww.eumetsat.org/IPPS/html/DerivedProducts/MSG2/FOG/CENTRALEUROPE/index.htm>

MODIS Rapidfire

<http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>

SAT24 (MET9 Update alle 15 Minuten)

<http://www.sat24.com/frame.php?html=homepage>

University of Dundee (freier Datenzugang nach Registrierung)

<http://www.sat.dundee.ac.uk/auth.html>

Education

AFWA Meteorological Techniques

<http://www.bragg.army.mil/www-wx/Documents/AFWAtn98002.pdf>

Dr. Chuck Doswell III (Publikationen und mehr)

http://www.flame.org/~cdoswell/publications/Scientific_Publications.html

<http://www.flame.org/~cdoswell/chasesums/chasesums.html>

<http://www.flame.org/~cdoswell/>

EUMETSAT MSG Case studies

http://www.eumetsat.int/Home/Main/Image_Gallery/Case_Studies/Gallery/index.htm?l=en

Felix Welzbach

<http://www.wetteran.de/grundlagen>

Jeff Haby

<http://www.theweatherprediction.com/>

Karlsruher Wolkenatlas

<http://www.wolkenatlas.de/>

Mediterranean School on Mesoscale Meteorology

<http://msmm.sar.sardegna.it/>

Meteo Education (MetEd)

<http://meted.ucar.edu/>

NOAA Practical Mountain Weather (leicht verständliche allgemeine Einführung)
http://pafc.arh.noaa.gov/classroom/practical_mountain.php

Prof. Dr. Robert A. Houze Jr. (Publikationen / Präsentationen)
<http://www.atmos.washington.edu/%7Ehouze/>

Dr. David M. Schultz (Publikationen / Präsentationen)
<http://www.cimms.ou.edu/~schultz/>
<http://eloquentscience.com/>

Prof. Dr. Roger K. Smith (Skripten)
<http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/~roger/manuskripte/Dokumente.html>

Promet
http://www.dmg-ev.de/gesellschaft/publikationen/promet_archiv.htm
www.dwd.de

SATREP Online Manual
<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/main.htm>
<http://eumetrain.org/eport.html>

Einen handlichen **SYNOP Schlüssel** bietet Weathergraphics an unter:
<http://www.weathergraphics.com/dl/wxchart.pdf>
<http://www.met.fu-berlin.de/~stefan/fm12.html> Erläuterung des SYNOP Schlüssel

Das Beobachterhandbuch von MeteoSchweiz ist hervorragend verfasst und illustriert:
<http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/klima/messsysteme/boden.Par.0014.DownloadFile.tmp/beobachterhandbuch.pdf>

Das Beobachterhandbuch des Deutschen Wetterdienstes DWD.
http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Luftfahrt/RegFH/Schulungsunterlagen-BFL2/VuB__3__BHB__Maerz__2012,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/VuB_3_BHB_Maerz_2012.pdf

Wetterbeobachtungen an Verkehrsflughäfen, DWD
<http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Luftfahrt/RegFH/Schulungsunterlagen-BFL2/HandbuchBeobachtungRegFh,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/HandbuchBeobachtungRegFh.pdf>

Internationaler Wolkenatlas
<http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=Wolkenatlas.pdf>

Thermodynamisches Papier – Vorlagen
<http://www.sundogpublishing.com/AtmosThermo/Resources/SkewT.html>
http://www.eos.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/Chapters/3-SkewT-v9color.pdf
http://www.eos.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/Chapters/4-Tephigram-v9color.pdf
http://www.eos.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/Chapters/2-Stuve-v9-color.pdf

Adressen

Vorausgesetzt, Sie gedenken sich intensiv mit Meteorologie und benachbarten Wissenschaften zu beschäftigen, lohnt es sich zu überlegen, ob Sie der einen oder anderen Gesellschaft beitreten möchten. Sie gelangen dadurch besonders als Studierende(r) in den Genuss günstiger Konditionen und zu phantastischer Literatur und Literaturhinweisen.

Die Erfahrung zeigt, dass jene Literatur, die Sie persönlich abonnieren, eher und intensiver gelesen wird, als Literatur, die Sie sich vornehmen, in Bibliotheken zu verarbeiten. Hinzu kommt, dass Sie sich durch das private Abonnement von Fachliteratur mit der Zeit ein Kompendium an "Papier"-Wissen anlegen, auf das Sie je länger desto lieber zurückgreifen, besonders dann, wenn Sie sich im entsprechenden Fachgebiet tiefer einarbeiten oder zur Lehrtätigkeit wechseln.

American Meteorological Society AMS

45 Beacon Street
Boston, MA 02108-3693
U.S.A.
<http://www.ametsoc.org/>

Deutsche Meteorologische Gesellschaft DMG

Sekretariatsleitung Marion Schnee
c/o Freie Universität Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
<http://www.dmg-ev.de/>

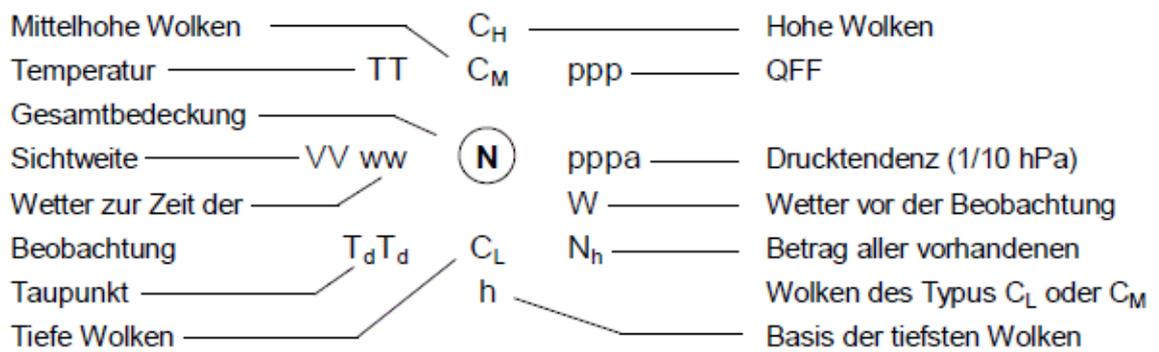
Société Météorologique de France (SMF)

1, quai Branly
F-75340 Paris Cedex 07 / France
<http://www.smf.asso.fr/>

Anhang

Symboltafel

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	N	C _L	C _M	C _H	C	WW ₁ 2	a	E	E'		
00	○	○	○	○	∞	S	\$%	£	(S)	0	○				→		∧	□	☞		
10	≡	≡ ^{*)}	≡ ^{*)}	↘) (()	⋮	∇	∥	1	⊖	∟	∟	┌	↗		└	□	☐		
20] ,] *] *] *] *] *] *] *] *	2	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
30	⊥	⊥	⊥	⊥	⊥	⊥	⊥	⊥	⊥	3	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
40	(≡)	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	4	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
50	,	;	;	;	;	;	;	;	;	5	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
60	6	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
70	*	**	**	**	**	**	**	**	**	7	⊕	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
80	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	8	●	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
90	△	△	△	△	△	△	△	△	△	9	⊗	⊕	⊕	┌	↘		└	□	☐		
											*) Abweichung von WMO-Symbolen 11: ≡ ≡ ≡ und 12: ≡ ≡ ≡										
											*) Abweichung von WMO-Symbol ⊕ ⊕ gilt auch für METAR-Eintragung										



Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden im Windpfeil dargestellt.

Die Fähnchen weisen immer zum tiefen Druck hin.

Halber Strich = 5 Knoten / ganzer Strich = 10 Knoten / Dreieck = 50 Knoten

h = Wolkenbasis über Grund (in Meter)	VV = Meteorologische Sichtweite (in Kilometer)	Mittlere Schiffsgeschwindigkeit (in Knoten)
0 0 bis 50	00 weniger als 0.1	0 0
1 50 bis 100	01 0.1	1 1 bis 5
2 100 bis 200	02 0.2	2 6 bis 10
3 200 bis 300	Fehler! Textmarke nicht definiert.	3 11 bis 15
4 300 bis 600		4 16 bis 20
5 600 bis 1000	49 4.9	5 21 bis 25
6 1000 bis 1500	50 5	6 26 bis 30
7 1500 bis 2000	56 6	7 31 bis 35
8 2000 bis 2500	57 7	8 36 bis 40
9 mehr als 2500 / oder keine Wolken	Fehler! Textmarke nicht definiert.	9 mehr als 40
/ Wolkenbasis unbekannt oder Station in Wolken.	79 29	
	80 30	
	81 35	
	82 40	
	Fehler! Textmarke nicht definiert.	
	88 70	
	89 mehr als 70 Kilometer	
	Schiff	
	90 weniger als 0.05	
	91 0.05	
	92 0.2	
	93 0.5	
	94 1	
	95 2	
	96 4	
	97 10	
	98 20	
	99 50 und mehr	

W	Symbol	Wetter vor dem Beobachtungstermin
0		Himmel halb bedeckt oder weniger während der ganzen Periode
1		Himmel zeitweise mehr als halb bedeckt oder weniger
2		Himmel mehr als halb bedeckt während der ganzen Periode
3		Schneetreiben, Staub- oder Sandsturm
4		Nebel, Eisnebel oder dichter trockener Dunst
5		Nebelregen / Sprühregen
6		Regen
7		Schnee oder Regen mit Schnee vermischt
8		Schauer
9		Gewitter mit oder ohne Niederschlag

ww 00 - 19 Weder Niederschlag noch Nebel, Eisnebel, Staubsturm, Sandsturm, Schneefegen oder Schneetreiben am Beobachtungsort (Landstation, Schiff, Flugzeug) zur Zeit der Beobachtung oder (ausgenommen bei 09 und 17) während der vergangenen Stunde			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
00			Keine Wolkenentwicklung beobachtet oder Wolkenentwicklung konnte nicht beobachtet werden <i>Not significant to aviation</i>
01			Wolken in Auflösung oder dünner werdend <i>Not significant to aviation</i>
02			Himmelszustand im ganzen unverändert <i>Not significant to aviation</i>
03			Wolken in Bildung oder in Vermehrung <i>Not significant to aviation</i>
04		FU	Sicht vermindert durch Rauch, Gebüsch- oder Waldbrand, Industrierauch oder vulkanische Asche <i>Smoke or volcanic ash</i>
05		HZ	Trockener Dunst <i>Haze</i>
06		HZ	Allgemein in der Luft schwebender Staub, zur Zeit der Beobachtung nicht vom Wind getrieben, weder an der Station noch in ihrer Umgebung <i>Dust in suspension</i>
07		SA	Vom Winde getriebener Staub oder Sand zur Beobachtungszeit am Beobachtungsort oder in seiner Nähe, jedoch kein charakteristischer Sand- oder Staubwirbel und auch kein Sand- oder Staubsturm beobachtet <i>Dust or sand raised by wind</i>
08		PO	Signifikanter Staub- oder Sandwirbel am Beobachtungsort oder in seiner Nähe während der vergangenen Stunde oder zur Zeit der Beobachtung, jedoch kein Staub- oder Sandsturm <i>Well developed dust or sand whirl</i>
09			Staub- oder Sandsturm in Sicht vom Beobachtungsort aus oder am Ort selbst während der vergangenen Stunde <i>Adjacent or recent dust/sand storm</i>

ww 00 - 19 Weder Niederschlag noch Nebel, Eisnebel, Staubsturm, Sandsturm, Schneefegen oder Schneetreiben am Beobachtungsort (Landstation, Schiff, Flugzeug) zur Zeit der Beobachtung oder (ausgenommen bei 09 und 17) während der vergangenen Stunde			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
10	==	BR	Feuchter Dunst <i>Mist</i>
11	= =	MIFG	Dünne Schicht von Nebel oder Eisnebel am Beobachtungsort (Land- oder Seestation), Schichtdicke am Land 2 m, auf See 10 m nicht übersteigend In Bänken mehr oder weniger zusammenhängend <i>Shallow fog (fog patches)</i>
12	==	MIFG	Dünne Schicht von Nebel- oder Eisnebel am Beobachtungsort mehrheitlich zusammenhängend <i>Shallow fog (continuous)</i>
13	↙		Wetterleuchten, Donner nicht hörbar <i>Lightning seen, no thunder</i>
14	☉		Niederschlag im Gesichtskreis, berührt den Boden jedoch nicht (Fallstreifen / Virgae) <i>Precipitation not reaching ground</i>
15)•(Niederschlag im Gesichtskreis bis zum Boden, schätzungsweise mehr als 5 km von der Station entfernt <i>Distant precipitation</i>
16	(•)		Niederschlag im Gesichtskreis bis zum Boden, schätzungsweise weniger als 5 km von der Station entfernt <i>Adjacent precipitation</i>
17	⚡	TS	Gewitter ohne Niederschlag zur Zeit der Beobachtung <i>Thunder heard, no precipitation</i>
18	▽	SQ	Böen am Beobachtungsort oder in der Umgebung während der letzten Stunde oder zur Zeit der Beobachtung <i>Squall</i>
19))	FL	Trombe am Beobachtungsort oder in der Umgebung während der letzten Stunde oder zur Zeit der Beobachtung <i>Funnel cloud (tornado, waterspout)</i>

ww 20 - 29 Niederschlag, Nebel, Eisnebel oder Gewitter auf der Station während der vergangenen Stunde, jedoch nicht zur Beobachtungszeit			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter während der letzten Stunde
20		REDZ	Nebelregen (nicht vereisend) oder Schneegriesel, nicht in Schauerform <i>Recent drizzle or snow grains</i>
21		RERA	Regen (nicht vereisend), nicht in Schauerform <i>Recent rain</i>
22		RESN	Schnee, nicht in Schauerform <i>Recent snow</i>
23		RERASN	Regen und Schnee gemischt oder Eiskörner, nicht in Schauerform <i>Recent rain and snow mixed</i>
24		REFZRA	Nebelregen oder Regen, vereisend, nicht in Schauerform <i>Recent freezing drizzle or rain</i>
25		RESH	Regenschauer <i>Recent rain shower</i>
26		RESHSN	Schneeschauber oder Schauer von Regen und Schnee <i>Recent snow or rain and snow shower</i>
27		REGR	Hagelschauber oder Schauer von Regen und Hagel <i>Recent hail</i>
28			Nebel <i>Recent fog</i>
29		RETS	Gewitter (mit oder ohne Niederschlag) <i>Recent thunderstorm</i>

ww 30 - 39 Staub- oder Sandsturm, Schneefegen oder Schneetreiben			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
30		SA	Leichter oder mässiger Staub- oder Sandsturm, hat während der letzten Stunde abgenommen <i>Dust / sand storm, slight or moderate</i>
31		SA	Leichter oder mässiger Staub- oder Sandsturm, ohne Änderung während der letzten Stunde <i>Dust / sand storm, slight or moderate</i>
32		SA	Leichter oder mässiger Staub- oder Sandsturm, hat während der letzten Stunde zugenommen <i>Dust / sand storm, slight or moderate</i>
33		XXSA	Heftiger Staub- oder Sandsturm, hat in der letzten Stunde abgenommen <i>Dust / sand storm severe</i>
34		XXSA	Heftiger Staub- oder Sandsturm, ohne Änderung in der letzten Stunde <i>Dust / sand storm severe</i>
35		XXSA	Heftiger Staub- oder Sandsturm, hat während der letzten Stunde zugenommen <i>Dust / sand storm severe</i>
36		DRSN	Schwaches oder mässiges Schneefegen <i>Drifting snow, slight or moderate</i>
37		DRSN	Starkes Schneefegen <i>Drifting snow, heavy</i>
38		BLSN	Schwaches oder mässiges Schneetreiben <i>Blowing snow, slight or moderate</i>
39		BLSN	Starkes Schneetreiben <i>Blowing snow, heavy</i>

ww 40 - 49 Nebel oder Eisnebel zur Beobachtungszeit			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
40		BCFG	Nebel oder Eisnebel zur Beobachtungszeit in einiger Entfernung, jedoch während der vergangenen Stunde nicht am Beobachtungsort. Obergrenze des Nebels oder des Eisnebels höher als Beobachtungsort <i>Fog in vicinity</i>
41		BCFG	Nebel oder Eisnebel in Bänken <i>Fog patches</i>
42		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel sichtbar, während vergangener Stunde dünner geworden. <i>Fog, sky discernible, thinning</i>
43		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel unsichtbar, während vergangener Stunde dünner geworden <i>Fog, sky obscured, thinning</i>
44		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel sichtbar, ohne nennenswerte Änderung während der vergangenen Stunde <i>Fog, sky discernible, not changing</i>
45		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel unsichtbar, ohne nennenswerte Änderung während der vergangenen Stunde <i>Fog, sky obscured, not changing</i>
46		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel sichtbar, hat eingesetzt oder ist dichter geworden während der vergangenen Stunde <i>Fog, sky discernible, thickening</i>
47		FG	Nebel oder Eisnebel, Himmel unsichtbar, hat eingesetzt oder ist dichter geworden während der vergangenen Stunde <i>Fog, sky obscured, thickening</i>
48		FZFG	Nebel mit Rauhreifbildung, Himmel sichtbar <i>Freezing fog, sky discernible</i>
49		FZFG	Nebel mit Rauhreifbildung, Himmel unsichtbar <i>Freezing fog, sky obscured</i>

Eisnebel Eisnebel entsteht, wenn extrem kalte Luft über vergleichsweise warmes Wasser streicht. Bei ausreichend vielen Sublimationskernen sublimiert der aufsteigende Dampf sofort. Die Luft ist angefüllt mit kleinen schwebenden Eiskristallen. Eisnebel tritt häufig in den norwegischen Fjorden und entlang der Küsten von Alaska auf.

Rauhreif Voraussetzung zur Bildung sind eine relative Luftfeuchte von mehr als 90 Prozent, schwacher Wind sowie eine Temperatur von weniger als -8°C. Rauhreif entsteht fast ausschliesslich durch Sublimation.

Rauheis Körnige, grauweiße und ziemlich fest anhaftende Eisablagerung. Entsteht durch Anfrieren von Nebeltröpfchen an Gegenständen und durch Sublimation. Dabei werden auch Luftbläschen eingeschlossen. Typisches Temperaturintervall: -2 bis -10°C. Rauheis wächst gegen die Windrichtung.

ww 50 - 59 Nebelregen / Sprühregen (Typische Niederschlagsform in einem Warmsektor, Wassertröpfchen zeigen einen Durchmesser von weniger als 0.5 mm).			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
50	,	DZ	Nebelregen mit Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, intermittent, slight</i>
51	,,	DZ	Nebelregen ohne Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, continuous, slight</i>
52	;	DZ	Nebelregen mit Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, intermittent, moderate</i>
53	;;	DZ	Nebelregen ohne Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, continuous, moderate</i>
54	⋮	XXDZ	Nebelregen mit Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, intermittent, heavy</i>
55	⋮	XXDZ	Nebelregen ohne Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Drizzle, continuous, heavy</i>
56	⌚	FZDZ	Schwacher Nebelregen, vereisend <i>Freezing drizzle, slight</i>
57	⌚	XXFZDZ	Mässiger oder starker Nebelregen, vereisend <i>Freezing drizzle, moderate or heavy</i>
58	;	RA	Schwacher Nebelregen und Regen <i>Drizzle and rain, slight</i>
59	⋮	RA	Mässiger oder starker Nebelregen und Regen <i>Drizzle and rain, moderate or heavy</i>

ww 60 - 69 Regen			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
60	•	RA	Regen mit Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, intermittent, slight</i>
61	••	RA	Regen ohne Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, continuous, slight</i>
62	• •	RA	Regen mit Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, intermittent, moderate</i>
63	• ••	RA	Regen ohne Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, continuous, moderate</i>
64	• • •	XXRA	Regen mit Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, intermittent, heavy</i>
65	• • • •	XXRA	Regen ohne Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung, nicht vereisend <i>Rain, continuous, heavy</i>
66	☉	FZRA	Schwacher Regen, vereisend <i>Freezing rain, slight</i>
67	☉	XXFZRA	Mässiger oder starker Regen, vereisend <i>Freezing rain, moderate or heavy</i>
68	• *	RASN	Schwacher Regen / Nebelregen und Schnee <i>Rain or drizzle and snow, slight</i>
69	• • *	XXRASN	Mässiger oder starker Regen / Nebelregen und Schnee <i>Rain or drizzle and snow, moderate or heavy</i>

ww 70 - 79 Feste Niederschläge (nicht in Form von Schauern)			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
70	*	SN	Flockiger Schneefall mit Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, intermittent, slight</i>
71	**	SN	Flockiger Schneefall ohne Unterbrechungen, schwach zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, continuous, slight</i>
72	* *	SN	Flockiger Schneefall mit Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, intermittent, moderate</i>
73	* * *	SN	Flockiger Schneefall ohne Unterbrechungen, mässig zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, continuous, moderate</i>
74	* * * *	XXSN	Flockiger Schneefall mit Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, intermittent, heavy</i>
75	* * * *	XXSN	Flockiger Schneefall ohne Unterbrechungen, stark zur Zeit der Beobachtung <i>Snow, continuous, heavy</i>
76	↔		Eisprismen (mit oder ohne Nebel) <i>Diamond dust</i>
77	△	SG	Schneegriesel (körniger Schnee mit oder ohne Nebel) <i>Snow grains</i>
78	—*—		Vereinzelte Schneesterne (mit oder ohne Nebel) <i>Snow crystals</i>
79	△	PE	Eiskörner <i>Ice pellets</i>

Eiskörner Eine Graupelform von bis zu 4 mm Durchmesser. Es sind halbdurchsichtige bis durchsichtige Eiskügelchen, die aus gefrorenen Regentropfen bestehen. Eiskörner fallen bei Temperaturen um oder knapp unter dem Gefrierpunkt, oft im Wechsel mit gefrierendem Sprühregen. Eiskörner fallen nie als Schauer. Sie sind somit an stratiforme Bewölkung gebunden.

ww 80 - 99 Niederschläge in Schauern oder Niederschläge begleitet von gewittrigen Erscheinungen zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
80		SHRA	Schwacher Regenschauer <i>Shower of rain, slight</i>
81		XXSH	Mässiger oder starker Regenschauer <i>Shower of rain, moderate or heavy</i>
82		XXSH	Heftige Regenschauer <i>Shower of rain violent</i>
83		RASN	Schwache Schauer von Regen mit Schnee vermischt <i>Shower of rain and snow, slight</i>
84		XXRASN	Mässige oder starke Schauer von Regen mit Schnee vermischt <i>Shower of rain and snow, moderate or heavy</i>
85		SHSN	Schwache Schneeschauer <i>Shower of snow, slight</i>
86		XXSHSN	Mässige oder starke Schneeschauer <i>Shower of snow, moderate or heavy</i>
87		GR	Schwache Schauer von Frostgraupeln oder körnigem Schnee, mit oder ohne Regen oder Regen mit Schnee vermischt <i>Small hail or snow pellets, slight</i>
88		GR	Mässige oder starke Schauer von Frostgraupeln oder körnigem Schnee, mit oder ohne Regen oder Regen mit Schnee vermischt <i>Small hail or snow pellets, moderate or heavy</i>
89		GR	Schwache Hagelschauer ohne Donner, mit oder ohne Regen oder Regen mit Schnee vermischt <i>Shower of hail, slight</i>

ww 80 - 99 Niederschläge in Schauern oder Niederschläge begleitet von gewittrigen Erscheinungen zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde			
ww	Symbol	ICAO Code	Wetter zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde
90		XXGR	Mässige oder starke Hagelschauer ohne Donner, mit oder ohne Regen oder Regen mit Schnee vermischt <i>Shower of hail, moderate or heavy</i>
91		RA	Schwacher Regen zur Beobachtungszeit. Gewitter während der vergangenen Stunde, jedoch nicht zur Beobachtungszeit <i>Rain, slight; recent thunder</i>
92		XXRA	Mässiger oder starker Regen zur Beobachtungszeit, Gewitter während der vergangenen Stunde, jedoch nicht zur Beobachtungszeit <i>Rain, moderate or heavy; recent thunder</i>
93		GR	Schwacher Schneefall oder Regen mit Schnee oder Hagel, Frost- oder Reifgraupeln zur Beobachtungszeit. Gewitter während der vergangenen Stunde, jedoch nicht zur Beobachtungszeit <i>Snow or hail, slight; recent thunder</i>
94		XXGR	Mässiger oder starker Schneefall oder Regen mit Schnee oder Hagel, Frost- oder Reifgraupeln zur Beobachtungszeit. Gewitter während der vergangenen Stunde, jedoch nicht zur Beobachtungszeit <i>Snow or hail; moderate or heavy; recent thunder</i>
95		TS	Schwaches oder mässiges Gewitter ohne Hagel, jedoch mit Regen, oder Regen und Schnee, oder Schnee zur Beobachtungszeit. <i>Thunderstorm with rain and/or snow</i>
96		TSGR	Schwaches oder mässiges Gewitter mit Hagel, Frost- oder Reifgraupeln zur Zeit der Beobachtung. <i>Thunderstorm with hail</i>
97		XXTS	Starkes Gewitter ohne Hagel, Frost- und Reifgraupeln, aber mit Regen und Schnee oder Schnee zur Zeit der Beobachtung. Gewitter zur Beobachtungszeit <i>Thunderstorm with rain and/or snow, heavy</i>
98		TSSA	Gewitter mit Staub- oder Sandsturm zur Zeit der Beobachtung. <i>Thunderstorm with dust/sand storm</i>
99		XXTSGR	Starkes Gewitter mit Hagel, Frost- oder Reifgraupeln zur Zeit der Beobachtung <i>Thunderstorm with hail, heavy</i>

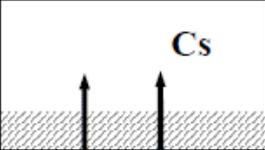
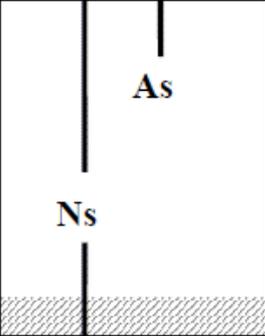
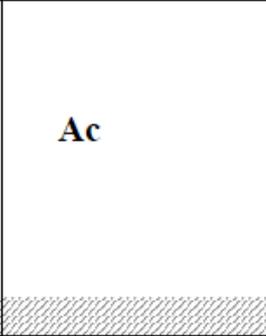
Wolkengattungen

Die Nummer bezieht sich auf die Wolkengattung im Abschnitt mit regionalen Daten des SYNOP Codes (im Anschluss an die Zahlengruppe 333).

0	Ci	Cirrus	<i>Hohe Faserwolken (zeitweise aus Kondensstreifen von Flugzeugen entstanden)</i>
1	Cc	Cirrocumulus	<i>Schäfchenwolken, kleine Bällchen ohne Schatten an der Wolkenunterseite</i>
2	Cs	Cirrostratus	<i>Ausgedehnte Schleierwolken, Ursache von Halos, Nebensonnen</i>
3	Ac	Alto cumulus	<i>wohl häufigste mittelhohe Wolken im Sommerhalbjahr</i>
4	As	Altostratus	<i>Sonne als fahle Scheibe hinter milchig weissem Gewölk sichtbar</i>
5	Ns	Nimbostratus	<i>Mächtige Regen- und Schneewolke</i>
6	Sc	Stratocumulus	<i>Während des gesamten Jahres regelmässig zu beobachten</i>
7	St	Stratus	<i>tiefe Schichtwolken, Hochnebel (typische Wolke des Winterhalbjahres)</i>
8	Cu	Cumulus	<i>Quell- oder Haufenwolken jeglicher Grösse (typische Wolken im Sommerhalbjahr und auf der Rückseite aktiver Kaltfronten; zeigt an, dass die Atmosphäre labil geschichtet ist)</i>
9	Cb	Cumulonimbus	<i>Gewitterwolke, oft mit Amboss, im Fachjargon und in der Fliegersprache als CB oder Charlie Bravo bekannt (Regen- und Schneeschauer, Hagel)</i>

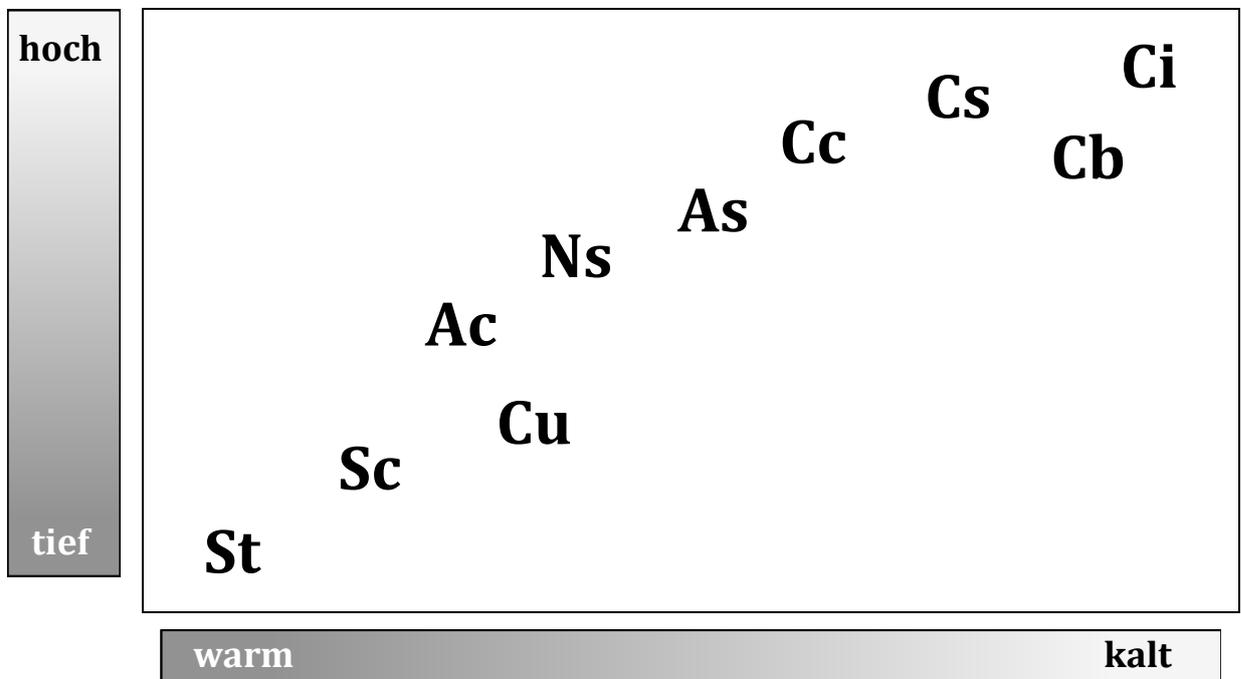
In den gemässigten Breiten trennen die Höhen von 2000 m ü.M. tiefe von mittelhohen und 7000 m/M. mittelhohe von hohen Wolken (C_L/C_M und C_M/C_H). Ausserhalb von Gebirgsräumen kann die Zuordnung zu den Wolkenstockwerken schwierig sein. Hier hilft die Faustregel von Stanley Gedzelmann (Professor für Meteorologie am City College of New York und Publizist bei *Weatherwise*).

Arm ausstrecken und Wolken gegenüber der Hand / Faust vergleichen. Haben die Wolkenballen / Wolkenstrukturen Faustgrösse oder sind sie noch mächtiger, dann gehören sie zum tiefen Stockwerk (C_L). Sind sie in der Grössenordnung des Daumens, gehören sie ins mittlere Stockwerk (C_M). Wolkenballen (C_c) des hohen Stockwerks (C_H) sind in etwa vergleichbar mit der Grösse des Kleinfingernagels oder kleiner.

C_H	Oberes Stockwerk		Cc Ci	
C_M	Mittleres Stockwerk		Ac	
C_L	Unteres Stockwerk	St	Sc	Cu Cb
Boden				
		Stratus-Merkmal Schichtwolken Einförmige Wolken ohne wesentliche Unterschiede in Helligkeit und Kontur. Ausgedehnte Felder und Schichten, die den Himmel ganz oder teilweise bedecken.	Stratocumulus-Merkmal Schichtwolken mit wesentlichen Helligkeitsunterschieden (dunklere und hellere Stellen oder Lücken) und mit Konturen in Form von Flecken, Feldern oder Schichten, die den ganzen Himmel bedecken. Struktur regelmässig schollen-, ballen-, walzenartig.	Cumulus-Merkmal Einzelwolken in Form von Flocken, Haufen, Türmen. Mehr vertikal als horizontal entwickelt.
		Schichtung der Atmosphäre stabil (oben warm unten kalt)	Schichtung der Atmosphäre an Wolkenobergrenze stabil, darunter labil	Schichtung der Atmosphäre labil (unten warm oben kalt)

C_H	Oberes Stockwerk	(*)⇔○ Cs	*⇔○ Cc Ci	*⇔○
	7 km			
C_M	Mittleres Stockwerk	As *⇔○ Ns *⇔●○	Ac ⇔(●)○	*⇔●○
	2 km			
C_L	Unteres Stockwerk	St ●○	Sc (*●)○	Cu (*●)○ Cb
	Boden			
		* Schneesterne ⇔ Eiskristalle ○ Wasser, unterkühlt (kälter als 0°C) ● Wasser, nicht unterkühlt (wärmer als 0°C)		

Wolken im IR - Satellitenbild (*Thermalbild*)



C_L-Code, Wolkenarten, die den Gattungen Sc, St, Cu und Cb angehören.

(Der Text ist grösstenteils der Flugwetterkunde von Willy Eichenberg entnommen und stellenweise ergänzt worden: Willy Eichenberger, 1973: Flugwetterkunde, Schweizer Verlagshaus AG, Zürich).

Die Wolkensymbole stammen aus dem Karlsruher Wolkenatlas von Bernhard Mühr (CD-ROM).

- | | | |
|---|---|--|
| 0 | | Keine Wolke vom Typus C _L |
| 1 |  | <i>Cumulus humilis</i> oder <i>Cumulus fractus</i> = Schönwetter-Cumulus (kleine Haufenwolken) oder zerfetzter Cumulus. Der kleine Cumulus ist eine Haufenwolke, deren oberer Teil eine mehr oder weniger runde Form (Kuppel) besitzt. Die Basis ist bei voller Entwicklung ziemlich horizontal. Die vertikale Ausdehnung der Wolken ist deutlich kleiner als deren horizontale Erstreckung. |
| 2 |  | <i>Cumulus mediocris</i> oder <i>Cumulus congestus</i> = mässig oder stark entwickelter (grosser) Cumulus. Mässig oder mächtig aufgetürmte Quellwolken (Blumenkohlform) ohne vereiste Partien (das bedeutet: ohne Cirrusformen) mit oder ohne kleinen Cumuli (C _L = 1) oder Stratocumuli (C _L = 5) mit Basis in gleicher Höhe. |
| 3 |  | <i>Cumulonimbus calvus</i> = mächtig aufgetürmte Quellwolke, deren oberster Teil bereits die scharfen Quellformen verliert, jedoch keine ausgesprochene Cirrusformen (Amboss) erkennen lässt. Daneben können auch noch kleine oder grosse Cumuli oder gewöhnliche Stratocumuli vorhanden sein. |
| 4 |  | <i>Stratocumulus cumulogenitus</i> = Wolkenschicht oder Wolkenbänke, die bei der Ausbreitung von Cumuluswolken entstehen, nachdem die typischen Cumulusformen verschwunden sind. Oft sind daneben noch Cumuli (C _L 1 oder 2) vorhanden. |
| 5 |  | <i>Gewöhnlicher Stratocumulus</i> = Wolkenschicht oder Wolkenbänke, aus mehr oder weniger flachen Schollen, Ballen oder Walzen bestehend, die im Allgemeinen grau aussehen oder meist nicht so scharf begrenzt sind wie die Cumuli. |
| 6 |  | <i>Stratus nebulosus und/oder Stratus fractus</i> (ausgenommen Schlechtwetter-Stratus fractus). Der Stratus ist eine gleichmässige Wolkenschicht (oft Nebel oder Hochnebel). Als <i>Stratus fractus</i> bezeichnet man zerrissene Wolkenfetzen, wie sie sich oft bei der Auflösung eines Hochnebels oder Nebels bilden, bevor <i>Stratocumuli</i> oder <i>Cumuli</i> daraus entstehen. |
| 7 |  | <i>Schlechtwetter-Stratus fractus und/oder Schlechtwetter-Cumulus fractus</i> = tiefe, zerrissene Schlechtwetterwolken, die meist unter einem Nimbostratus entstehen. Unter "Schlechtwetter" werden hier die Verhältnisse knapp vor, während oder nach Niederschlag verstanden. |
| 8 |  | <i>Cumulus und Stratocumulus</i> (C _L 1 und/oder C _L 2 kombiniert mit C _L 5). Die einzelnen Wolkenbasen liegen in verschiedenen Höhen. |
| 9 |  | <i>Cumulonimbus capillatus</i> = mächtig aufgetürmte Quellwolke, deren oberster Teil ausgeprägte Cirrusformen zeigt - meist in Form eines Ambosses (Gewitterwolke). <i>Cumulonimbis capillatus</i> ist oft vergesellschaftet mit C _L 2, 5, 6 oder 7. |

C_M-Code, Wolkenarten, die den Gattungen Ac, As, und Ns angehören.

(Der Text ist grösstenteils der Flugwetterkunde von Willy Eichenberg entnommen und stellenweise ergänzt worden: Willy Eichenberger, 1973: Flugwetterkunde, Schweizer Verlagshaus AG, Zürich).

Die Wolkensymbole stammen aus dem Karlsruher Wolkenatlas von Bernhard Mühr (CD-ROM).

- | | | |
|---|---|--|
| 0 |  | Keine Wolke vom Typus C _M |
| 1 |  | <i>Altostratus translucidus</i> = typischer, dünner Altostratus, grösstenteils halbdurchsichtige Schichtwolke, gleichmässig grauer Schleier, durch welchen Sonne und Mond wie durch ein Mattglas zu sehen sind (kein Halo, da Mischwolke). |
| 2 |  | <i>Altostratus opacus</i> = dichter, grauer Altostratus mit unscharfer Untergrenze, der grösstenteils die Sonne oder den Mond ganz verdeckt, oder
<i>Nimbostratus</i> = gleichmässige, tiefe Regenwolke von fast einheitlichem, dunkelgrauem Aussehen. |
| 3 |  | <i>Altostratus translucidus</i> oder <i>perlucidus</i> in mehr oder weniger beständiger und regelmässig angeordneter, in einem Niveau sich befindender Wolkenschicht. Zwischen den einzelnen Ballen sind hellere Stellen oder sogar blauer Himmel sichtbar. |
| 4 |  | <i>Altostratus translucidus</i> oder <i>perlucidus</i> in Bänken, oft linsen-, mandel- oder fischförmig, in steter Umwandlung begriffen und (oder) in verschiedenen Höhen sich befindend. |
| 5 |  | <i>Altostratus translucidus</i> oder <i>perlucidus</i> in Banden oder in einer Schicht angeordnet, die den Himmel allmählich überzieht und im Ganzen dichter wird, teilweise in dichte, geschlossene oder doppelte Altostratusschicht (C _M 7) übergehend. |
| 6 |  | <i>Altostratus cumulogenitus</i> = Altostratus, der durch die Ausbreitung von Cumuluswolken entsteht. |
| 7 |  | <i>Altostratus duplicatus</i> = Altostratus in doppelter Schicht, meist dicht und nicht zunehmend, oder dann Altostratus opacus = Altostratus in einer zum mindesten grösstenteils geschlossenen und nicht zunehmenden Schicht, bestehend aus dunklen, mehr oder weniger unregelmässigen Teilen, die sich aber noch deutlich als Höcker an der Unterseite erkennen lassen, oder dann Altostratus zusammen mit Altostratus oder Nimbostratus oder mit beiden. |
| 8 |  | <i>Altostratus castellanus</i> (Ac cas) = kleine, turmartige Altostratus, auf gemeinsamer, horizontaler Basis sitzend, oder
<i>Altostratus floccus</i> (Ac flo) = flockige, zerissene, oft blendend weisse und vereinzelt oder in Feldern auftretende Altostratus. |
| 9 |  | <i>Altostratus</i> zusammen mit Bänken von dichten Cirren oder Schleiern, oft in verschiedenen Höhen. <i>Chaotischer Himmel</i> . |

Altostratus translucidus = Wolkenschicht oder Wolkenbänke von grosser Ausdehnung, die zum grössten Teil so durchsichtig sind, dass die Stellung der Sonne erkannt werden kann.

Altostratus perlucidus = Wolkenschicht oder Wolkenbänke von grosser Ausdehnung, deren kleinste Zwischenräume schon die Sonne, den Mond, das Blau des Himmels oder die höheren Wolken erkennen lassen.

C_H-Code, Wolkenarten, die den Gattungen Ci, Cc, und Cs angehören.

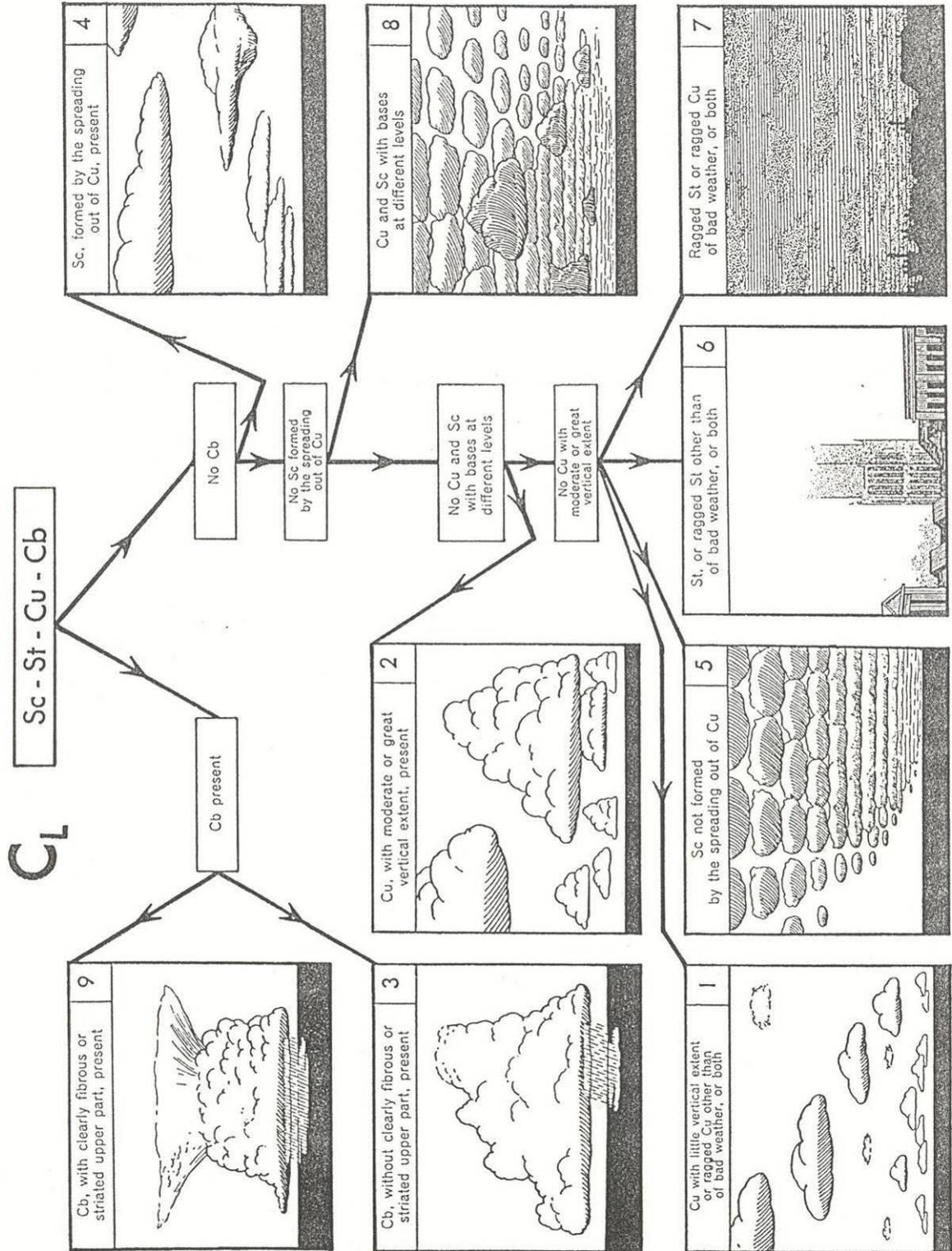
(Der Text ist grösstenteils der Flugwetterkunde von Willy Eichenberg entnommen und stellenweise ergänzt worden: Willy Eichenberger, 1973: Flugwetterkunde, Schweizer Verlagshaus AG, Zürich).

Die Wolkensymbole stammen aus dem Karlsruher Wolkenatlas von Bernhard Mühr (CD-ROM).

- | | | |
|---|---|---|
| 0 | | Keine Wolke vom Typus C _H |
| 1 |  | <i>Cirrus fibratus</i> , zum Teil <i>Cirrus uncinus</i> . Faserige, feine, weisse Wolken mit seidenartigem Glanz, in Form von Fäden oder Streifen, zum Teil auch in Form von Haken, Krallen oder Büscheln; nicht zunehmend. |
| 2 |  | <i>Cirrus spissatus</i> . Dichte Cirren in Bänken oder verworrenen Gebilden, die im Allgemeinen nicht zunehmen; sie sehen vielfach aus wie Federbüsche oder Fischgräte und scheinen manchmal die Reste eines Cumulonimbus-Ambosses zu sein. |
| 3 |  | <i>Cirrus spissatus cumulonimbogenitus</i> . Dichte Cirren, die sicher von einem <i>Cumulonimbus</i> (C _L 9) stammen - Teil eines Ambosses. |
| 4 |  | <i>Cirrus uncinus</i> und/oder <i>Cirrus fibratus</i> . Cirrus in Form von Haken, Krallen oder Büscheln oder oder auch von Federn oder Streifen, der nach und nach den Himmel überzieht und dabei dichter wird. |
| 5 |  | Cirrus, oft in Polarbanden, und/oder Cirrostratus, der nach und nach den Himmel überzieht und im Ganzen dichter wird, der jedoch nicht höher als 45 Grad über den Horizont hinaufragt. Die Polarbanden konvergieren oft gegen den Horizont hin. |
| 6 |  | Cirrus, oft in Polarbanden, und / oder Cirrostratus, wie unter 5, der jedoch mehr als 45 Grad über den Horizont hinaufragt. Die Polarbanden konvergieren oft gegen den Horizont hin. |
| 7 |  | Schleier von Cirrostratus, der den ganzen Himmel überdeckt. |
| 8 |  | Schleier von Cirrostratus, der nicht zunimmt und nicht den ganzen Himmel überdeckt. Von Cirren oder Cirrocumuli begleitet oder nicht. |
| 9 |  | Cirrocumulus. Cirrusartige Wolke, die aus einzelnen weissen Flocken oder sehr kleinen schattenlosen Bällchen besteht; kann gemeinsam mit Cirren oder Cirrostratus auftreten. |

Bemerkung: C_L-, C_M- und C_H-Codes werden hauptsächlich für die Verschlüsselung synoptischer Beobachtungen verwendet.

PICTORIAL GUIDE FOR C_L-CLOUDS



PICTORIAL GUIDE FOR C_H-CLOUDS

