

Kapitel 3

Die Analyse von vertikalen Sondierungen

Die thermodynamische Struktur der Atmosphäre kann mit vertikalen Sondierungen untersucht werden. Sie werden meistens mit Radiosonden (Ballonaufstiegen) durchgeführt, in speziellen Fällen auch mit sogenannten Dropsonden, die von einem Flugzeug abgeworfen werden. Diese Sondierungen können Auskunft geben über verschiedene atmosphärische Strukturen, wie z.B. Inversionen, stabile und instabile Schichten, Fronten, die Tropopause und Wolkenschichten. Hier werden zuerst einige wichtige thermodynamische Begriffe zusammengefasst und dann die Grundlagen der Interpretation von vertikalen Sondierungen besprochen.

3.1 Résumé einiger thermodynamischer Begriffe

[a] Der Dampfdruck (vapour pressure) e bezeichnet den Partialdruck des Wasserdampfes. Unter dem Sättigungsdampfdruck (saturation vapour pressure) $e_s(T)$ versteht man den Dampfdruck im Falle von Sättigung, d.h. der bei einer gewissen Temperatur maximale Dampfdruck.

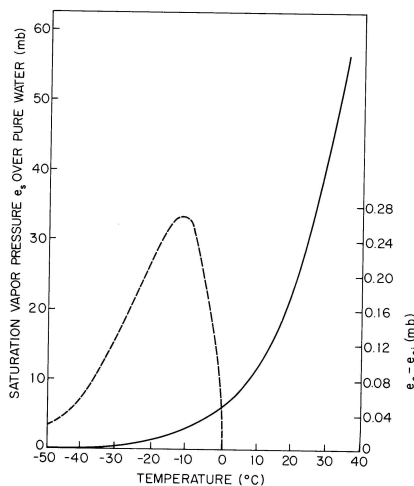


Fig.1 Durchgezogene Linie: Sättigungsdampfdruck über einer planaren Wasserschicht als Funktion der Temperatur. Strichlierte Linie: Differenz des Sättigungsdampfdruck über einer planaren Eisoberfläche und desjenigen über einer planaren Wasserschicht [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J.M. Wallace und P.V Hobbs].

Experimentell wurde gefunden:

$$e_s = 6.1078 \exp \frac{19.8 t}{273 + t} \simeq 6.1 \exp(0.073 t),$$

wobei hier t die Temperatur in °C bezeichnet und e_s in hPa berechnet wird.

Aufgabe: Der Sättigungsdampfdruck über Wasser ist grösser als derjenige über Eis. Was bedeutet dies für das konkurrierende Wachstum von Wassertropfen und Eiskristallen?

[b] Das Mischungsverhältnis (mixing ratio) $w = 0.622 e/(p-e)$ ist das Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Masse der trockenen Luft. Die Konstante 0.622 entspricht dem Verhältnis

der Gaskonstanten für trockene Luft und Wasserdampf R/R_v . Wie vorher definiert man ein Sättigungs-Mischungsverhältnis (saturation mixing ratio) $w_s = 0.622 e_s/(p - e_s)$. Dies ist das Verhältnis der Masse des Wasserdampfs zur Masse der trockenen Luft im Falle von Sättigung.

Unter der spezifische Feuchtigkeit (specific humidity) $q = 0.622 e/p$ versteht man den Massenanteil des Wasserdampfs an der Gesamtluft (Einheit kg/kg oder g/kg). Normalerweise ist der Unterschied zwischen w und q vernachlässigbar, d.h. $w \simeq q$.

[c] Die relative Feuchtigkeit (relative humidity) $r = e/e_s \simeq w/w_s$, wird normalerweise in % angegeben. Es handelt sich um ein wichtiges Mass um die Trockenheit der Luft zu beurteilen. Die folgende Abbildung zeigt einige der bisher behandelten Grössen in einem Vertikalschnitt von West nach Ost:

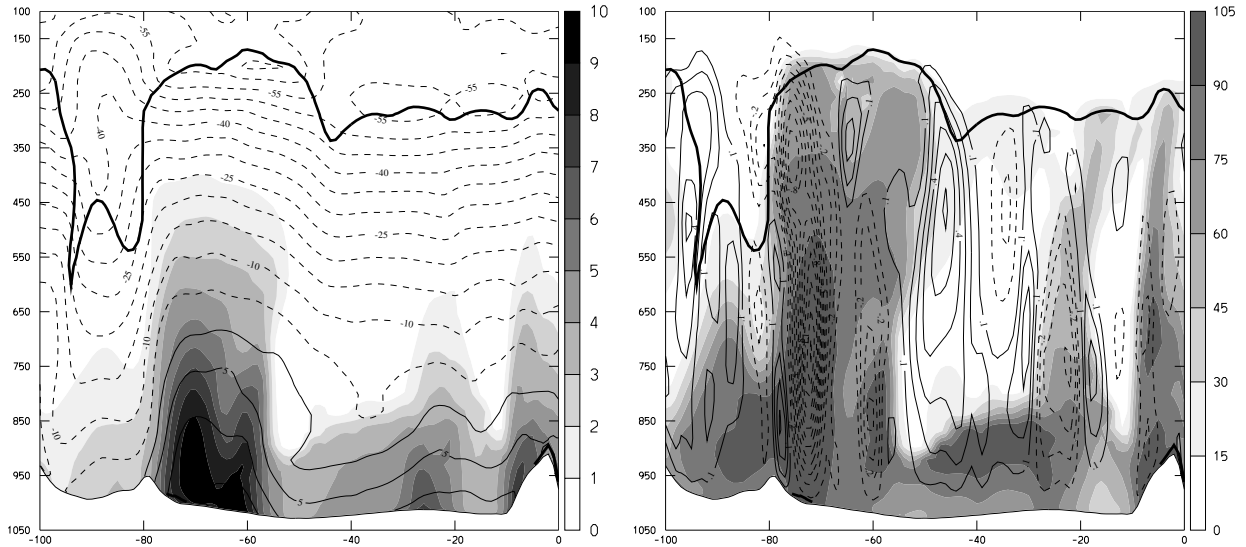


Fig.2 Links: Vertikaler Schnitt von 100 W bis 0 E entlang des 40 N Breitenkreis. Eingezeichnet sind die spezifische Feuchte in g/kg (schattiert), die Temperatur in Grad Celsius (dünne Linien) und die dynamische Tropopause (dicke Linie). Rechts: Querschnitt wie links, aber jetzt mit relativer Feuchte in Prozent (schattiert), vertikalem Wind in Pa/s (dünne Linien) und dynamischer Tropopause (dicke Linie).

Aufgabe: In der Abbildung ist der Vertikalwind in Pa/s gegeben. Wie gross ist die Vertikalgeschwindigkeit in m/s? Verwende für die Umrechnung die hydrostatische Grundgleichung.

Ein weiteres wichtiges Mass, um die Trockenheit der Luft zu beurteilen ist der Taupunkt (dew point) T_d : Dies ist die Temperatur, bei welcher für den beobachteten Dampfdruck e Sättigung eintritt (d.h. Temperatur, auf die man ein Luftpaket abkühlen muss, damit Sättigung (und möglicherweise Kondensation) eintritt. Formal gilt:

$$t_d(e) = 273 \frac{\ln e - \ln 6.1}{19.8 - (\ln e - \ln 6.1)} \simeq 13.7 \ln(e/6.1),$$

e ist hier in hPa und t_d in °C. Der Taupunkt ist die am häufigsten gemessene Feuchtevariable. Die anderen Parameter (Dampfdruck, relative und spezifische Feuchtigkeit) können dann wie folgt näherungsweise berechnet werden:

$$\begin{aligned} e &= 6.1 \exp(0.073 t_d) \\ q &= 3.794 \exp(0.073 t_d/p) \\ r &= \exp[0.073(t_d - t)], \end{aligned}$$

dabei sind t und t_d in $^{\circ}\text{C}$ und p in hPa. Die Taupunktsdifferenz (dew point depression) $T - T_d$ ist ein Mass für die Trockenheit der Luft. Je grösser die Taupunktsdifferenz umso trockener ist die Luft.

Aufgabe: Berechne in der obigen Abbildung je für einen Punkt in der Troposphäre und in der Stratosphäre den Taupunkt.

[d] Kondensiert der Wasserdampf in einem Luftpaket, so wird latente Wärem frei. Verdunstet hingegen kondensiertes Wasser (in Form von Tröpfchen), so wird Verdunstungswärme benötigt. In beiden Fällen kommt es zu einer Temperaturänderung des Luftpakets. Dies wird durch zwei Temperaturmasse beschrieben:

Die Wet-bulb Temperatur (wet-bulb temperature) T_w ist die minimale Temperatur, die sich bei Verdunstung von Wasser aus einem externen Reservoir (z.B. Feuchthermometer) in einem Luftpaket einstellen könnte. T_w ist im allgemeinen kleiner als T : in trockener Luft kann noch viel Wasser aus dem externen Reservoir verdunsten und es ergibt sich durch die Verdunstungskälte eine grosse Abkühlung der Luft. In gesättigter Luft ist $T_w = T$.

Aufgabe: Finde heraus, wofür die Wetbulb-Temperatur gebraucht wird? Tipp: Es handelt sich um die Messung einer wichtigen atmosphärischen Grösse. Als Zusatzaufgabe: Mache Dir ganz klar, wie diese Messung funktioniert.

Die Äquivalent-Temperatur (equivalent temperature) T_e ist die Temperatur, die sich einstellt, wenn alle im Luftpaket vorhandene Feuchtigkeit kondensieren würde. T_e ist im allgemeinen grösser als T : Je feuchter die Luft umso mehr könnte die Temperatur durch die freiwerdende Kondensationswärme ansteigen. In vollständig trockener Luft ist $T_e = T$.

Aufgabe: Um wieviel ändert sich die Temperatur eines Luftpakets, das ursprünglich eine Temperatur 10°C hat und in dem 5g Wasserdampf kondensiert.

[e] Eine wichtige Grösse stellt die potentielle Temperatur dar: $\Theta = T(p_0/p)^{\kappa}$. In der folgenden Darstellung ist die Temperatur und die potentielle Temperatur in einem Nord/Süd-Schnitt dargestellt:

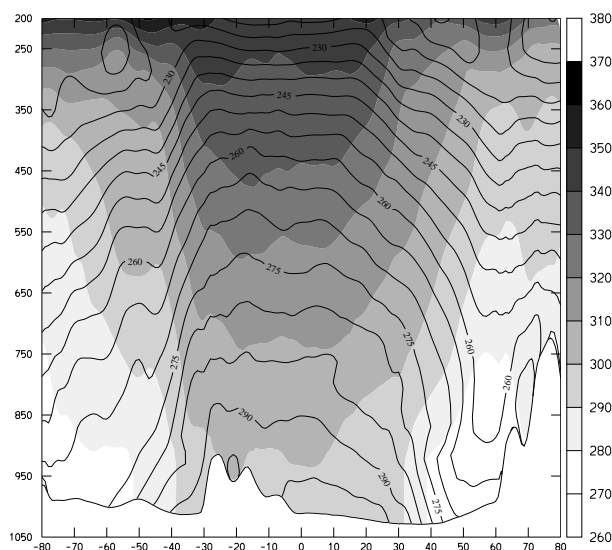


Fig.3 Temperatur und potentielle Temperatur (beide in K) in einem Nord/Süd-Schnitt entlang dem 50 W-Meridian. Hat man eine Luftpaket der Temperatur T (in K) auf einer Höhe p (in hPa) und verschiebt dieses Luftpaket vertikal auf die Höhe $p_0 = 1000\text{ hPa}$, so wird sich dessen Temperatur ändern (Erwärmung durch Kompression, analog zur Luft in einer Fahrradpumpe). Die resultierende Temperatur auf 1000 hPa ist die potentielle Temperatur Θ .

Analog zur Definition der potentiellen Temperatur kann die äquivalent-potentielle Temperatur $\Theta_e = T_e(p_0/p)^{\kappa}$ definiert werden. Beide Temperaturen haben wichtige Erhaltungseigenschaften.

ten. Hat ein Luftpaket ursprünglich eine potentielle Temperatur Θ , so wird es diese potentielle Temperatur behalten, wenn keine diabatischen Prozesse stattfinden (Heizung oder Abkühlung durch Strahlung, turbulente Durchmischung mit benachbarten Luftpaketen, Kondensation und Verdunstung). Eine analoge Erhaltungseigenschaft gilt für die äquivalent-potentielle Temperatur, wobei jetzt Kondensation und Verdunstung erlaubt sind.

Die folgende Abbildung zeigt in einem vertikalen Nord/Süd-Querschnitt über die Alpen die potentielle Temperatur, wie sie während eines Nordföhns auftritt.

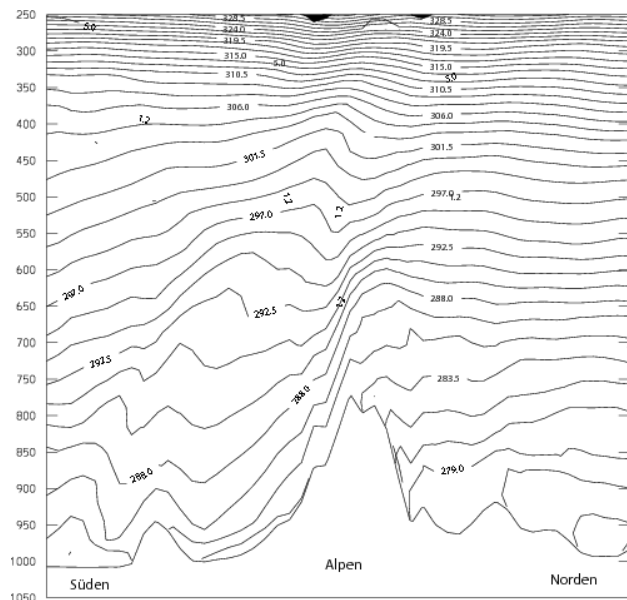


Fig.4 Potentielle Temperatur in einem vertikalen Nord/Süd-Querschnitt über den Alpen. In erster Näherung können die Isentropen (Isolinien der potentiellen Temperatur) als Stromlinien betrachtet werden. Es kommt also zu einem Absinken der Luft über den Alpen.

In der folgenden Abbildung ist die potentielle und die äquivalent-potentielle Temperatur in einem Nord/Süd-Schnitt eingezeichnet:

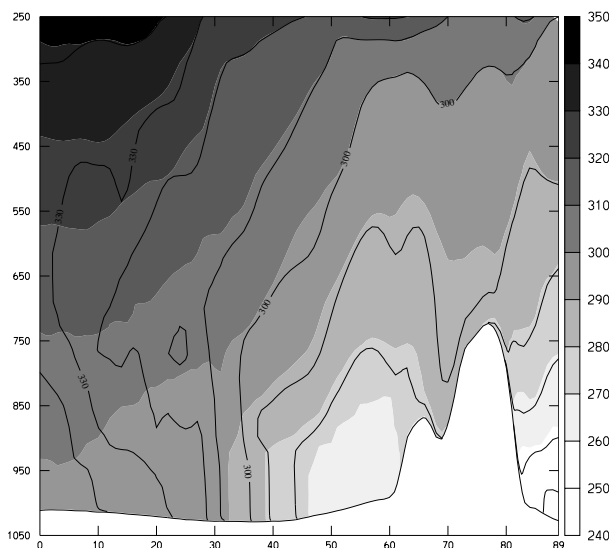


Fig.5 Potentielle und äquivalent-potentielle Temperatur (beide in K) in einem Nord/Süd-Schnitt entlang dem 50°W-Meridian.

Aufgabe: Die potentielle und äquivalent-potentielle Temperatur stimmen sehr gut in höheren Schichten überein. Grosse Abweichungen gibt es hingegen in tropischen Regionen. Warum?

Beachte, dass die potentielle Temperatur im ganzen Querschnitt mit der Höhe zunimmt. Später werden wir sehen, dass dies so sein muss, da andernfalls sofort eine turbulente Durchmischung stattfinden würde. Die äquivalent-potentielle Temperatur weist vor allem in Äquatornähe negative vertikale Gradienten auf. Dies deutet auf mögliche konvektive Instabilitäten in diesem Gebiet.

Die folgenden Abbildungen zeigen eine Front im Nordatlantik, die sich im Zusammenhang mit einem Tiefdruckwirbel gebildet hat. Beachte wie sich über die Front hinweg nicht nur ein (potentieller) Temperaturgradient ergibt, sondern auch ein Gradient in der spezifischen Feuchte. Hinter der Front findet man trockene, kalte Luft, vor der Front hingegen warme, feuchte Luft. Der Feuchtegradient führt dazu, dass der Gradient in der äquivalent-potentiellen Temperatur verstärkt ist gegenüber demjenigen der potentiellen Temperatur.

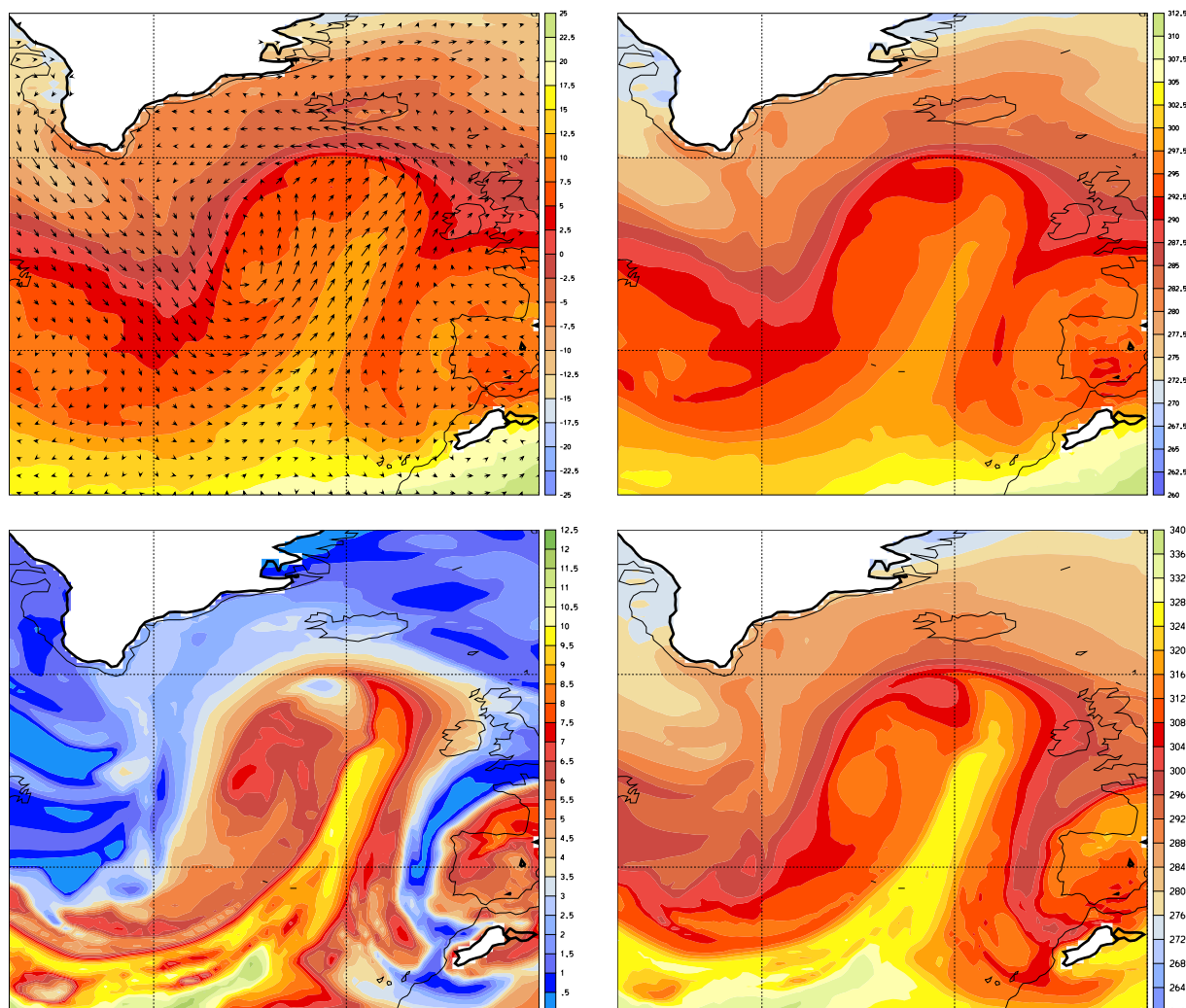


Fig.6 Tiefdruckwirbel über dem Atlantik am 14. Oktober 2005, 12 UTC. Gezeigt ist von links oben nach rechts unten jeweils auf 850 hPa: (a) Temperatur (in Grad Celsius) und Windvektoren, (b) potentielle Temperatur (in K), (c) spezifische Feuchte (in g/kg), und (d) äquivalent-potentielle Temperatur (in K).

[f] Hebt man ein Luftpaket an, so wird der Druck abnehmen. Mit der Druckabnahme geht in der Regel eine Temperaturabnahme einher. Damit kann es unter Umständen zu einer Kondensation von Wasserdampf kommen. Dies wird in mehreren wichtigen Größen berücksichtigt: Unter dem LCL (lifting condensation level) versteht man das Niveau, auf dem bei vertikaler Hebung eines Luftpaketes Sättigung (Kondensation) eintreten würde. T_{LCL} und p_{LCL} bezeichnen Temperatur und Druck auf diesem Niveau (Dabei entspricht T_{LCL} der Taupunktstemperatur t_d).

Die folgende Abbildung zeigt eine vertikale Sondierung in der Nähe von Flagstaff, Arizona (1201 MST, + August 1961). Die ausgezogene Linie entspricht der Temperatur, die strichlierte dem Taupunkt. Die Sondierung fand in der Nähe eines orographisch induzierten Gewitters statt. Auf der linken Seite sind das LCL als Funktion der Höhe angegeben, wie sie sich aus der linken

Sondierung ergeben. Beispiel: Ein Luftpaket, das sich in der Sondierung auf der Höhe 5 km ASL befindet, müsste demnach um $\Delta z = 500$ m angehoben werden, damit es sein LCL erreicht. Eine solche Anhebung des Luftpakets kann zum Beispiel eintreten, wenn die Luft über ein Gebirge strömt. Wenn sich also ein Luftpaket weit stromaufwärts vom Gebirge auf 5 km Höhe ASL befindet und bei der Gebirgsüberströmung um 500 m angehoben wird, so setzt Kondensation ein und es bildet sich eine Wolke.

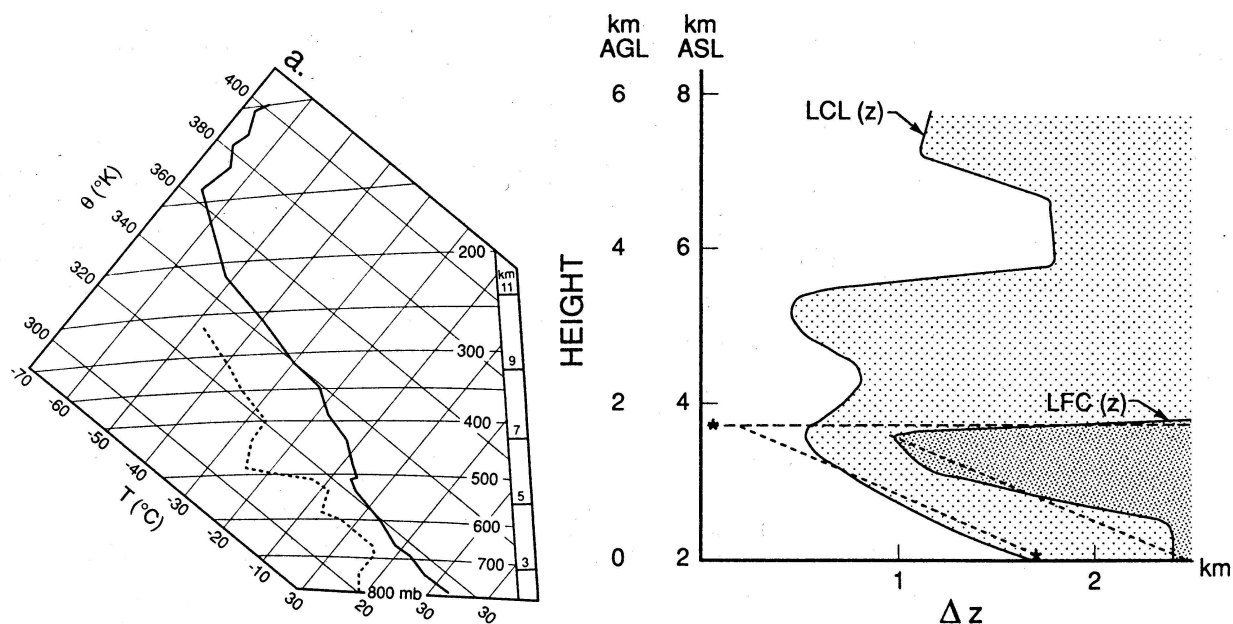


Fig.7 Vertikale Sondierung der Temperatur und des Taupunktes sowie von LCL und LFC als Funktion der Höhe. [entnommen aus „The Role of Mountain Flows in Making Clouds“, R.M. Banta, Met. Monographs, Vol.23, June 1990, Nr. 45, Atmospheric Processes over complex terrain]

Das LFC (level of free convection) entspricht dem Niveau bis zu dem man ein Luftpaket anheben müsste, damit es anschliessend durch Auftriebskräfte von selbst weiter aufsteigen würde (weil es wärmer ist als die Umgebungsluft). Der LFC ist ein sinnvolles Konzept im Falle der Möglichkeit von *frontal* ausgelösten Gewittern. Um das LFC zu erreichen muss Kondensation eintreten. Deshalb ist in der obigen Abbildung auch stets Δz des LFC stets grösser als dasjenige des LCL.

Aufgabe: Überlege Dir, weshalb mit dem Einsetzen der Kondensation beim LCL nicht automatisch auch eine freie Konvektion einsetzt, weshalb also LFC und LCL nicht zusammenfallen.

Bei der Erwartung von *thermischer* Auslösung wird häufiger der **CCL** (convective condensation level) betrachtet. Der CCL bezeichnet das Niveau, bis zu welchem sich durch Sonneneinstrahlung eine gut durchmischte adiabatische Schicht ausbilden müsste um beim CCL Sättigung zu erreichen. Die dabei mindestens notwendige Bodentemperatur wird als **Auslösetemperatur CT** (convective temperature) bezeichnet.

Aufgabe: Überlege Dir, wieso es in Bodennähe zu einer gut durchmischten Schicht kommt. Wie muss man sich bildhaft das Erreichen der CCL vorstellen, dh. wie wird ungefähr der Tagesgang des Temperaturverlaufs in Bodennähe an einem heissen Sommertag aussehen? Interpretiere hierzu die folgende Figur

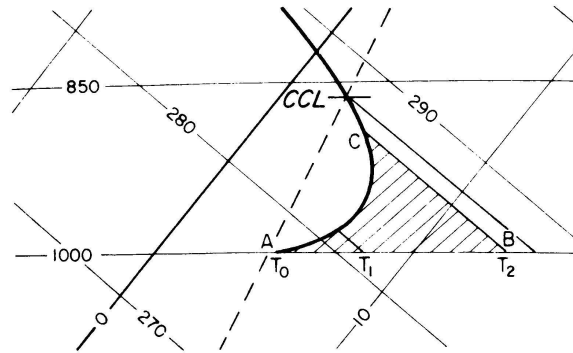


Fig.8 Illustration zur Ausbildung des Convective Condensation Levels (CCL). T_0 , T_1 und T_2 geben Bodentemperaturen an, die durchgezogenen Linien, die von diesen ausgehen, die dazugehörigen Temperaturprofile. Die strichlierte Linie entspricht der Taupunkttemperatur, wenn man eine konstante spezifische Feuchte annimmt [entnommen aus „A short course in cloud physics“ von R.R. Rogers and M. K. Yau].

3.2 Das skew T -log p Diagramm

Das skew T -log p Diagramm ist die am häufigsten verwendete thermodynamische Karte, in welcher Daten einer vertikalen Sondierung eingezeichnet werden können. Die Koordinaten in diesem Diagramm sind die Temperatur und der Logarithmus des Drucks, wobei die T -Achse schief gezeichnet ist. Neben den Isothermen ($T = \text{const.}$) sind noch Trocken- und Feuchtadiabaten (d.h. Isolinien von Θ bzw. Θ_e) sowie Isolinien des Sättigungs-Mischungsverhältnisses w_s eingezeichnet.

In der folgenden Abbildung ist in einem Beispiel dargestellt, wie im skew T -log p Diagramm ausgehend von den gemessenen Größen Temperatur T und Taupunkt T_d (hier auf 900 hPa) eine Reihe von anderen thermodynamischen Variablen graphisch bestimmt werden kann.

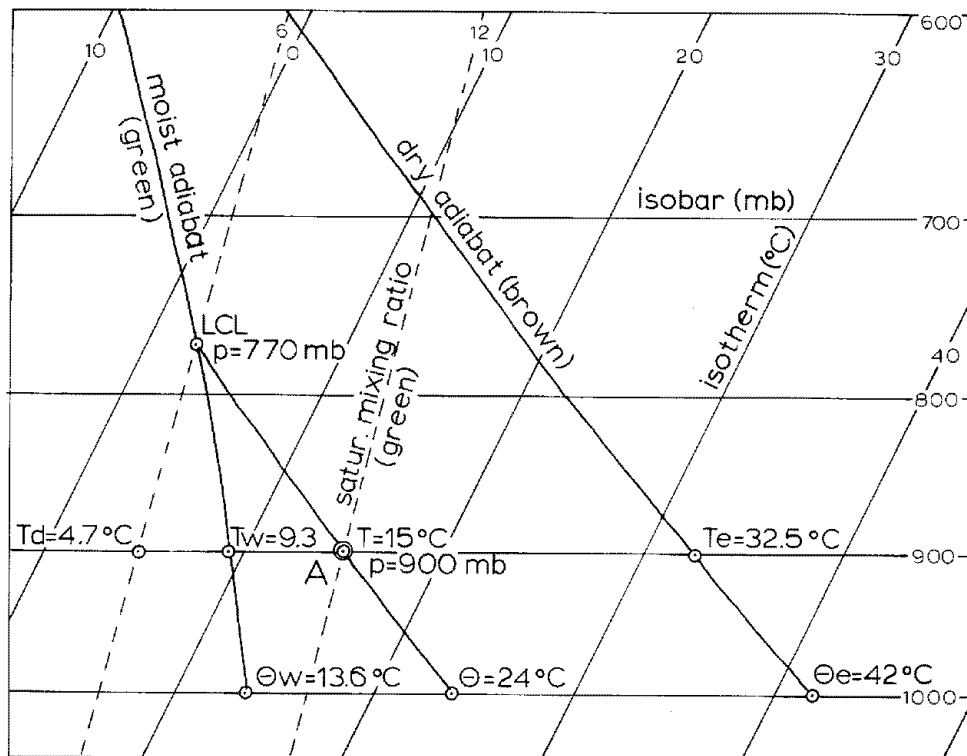


Fig.9 Bestimmung von thermodynamischen Variablen in einem skew T -log p Diagramm. Die beobachteten Temperatur- und Druckwerte sind im Punkt A ($T = 15^\circ\text{C}$, $p = 900 \text{ hPa}$ und $q = 6 \text{ g/kg}$) eingezeichnet; die anderen eingekreisten Punkte entsprechen abgeleiteten Größen.

Der LCL ergibt sich als Schnittpunkt der Linie mit konstantem Sättigungs-Mischungsverhältnis durch T_d mit der Trockenadiabaten durch T . Folgt man ausgehend vom LCL der Feuchtadiabaten nach unten, so erhält man auf dem Niveau der Messungen die wet-bulb Temperatur T_w und bei 1000 hPa die potentielle wet-bulb Temperatur Θ_w . Folgt man der selben Feuchtadiabaten nach oben solange bis die Feuchtadiabate parallel zu einer Trockenadiabaten verläuft und dann entlang dieser Trockenadiabaten wieder nach unten, so erhält man auf dem Niveau der Messungen die Äquivalent-Temperatur T_e und bei 1000 hPa die äquivalent-potentielle Temperatur Θ_e .

3.3 Vertikale Sondierungen und hydrostatische Stabilität

[a] In einer vertikalen Sondierung kann man verschiedene Schichten unterscheiden. Diese Unterteilung ist der erste Schritt bei der Analyse einer vertikalen Sondierung. Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel:

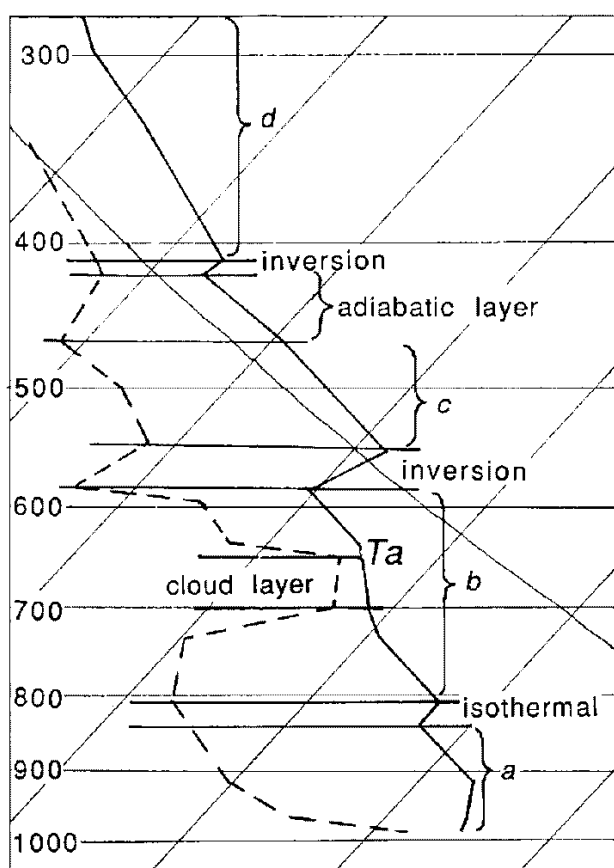


Fig.10: Beispiel einer vertikalen Sondierung (Temperatur und Taupunkt), wie sie z.B. von einer Radiosondierung gemessen wird, eingetragen in einem skew T - $\log p$ Diagramm. Ein Beispiel für den vertikalen Verlauf der Temperatur $T_a(p)$ und des Taupunkts $T_d(p)$, dargestellt in einem skew T - $\log p$ Diagramm. Mehrere unterschiedliche Schichten sind charakterisiert durch die unterschiedlichen Neigungen der Kurven. Der vertikale Verlauf von T und T_d zeigt verschiedene Schichten, die sich durch eine unterschiedliche Neigung der Kurven auszeichnen:

- Isotherme Schichten: Schichten konstanter Temperatur (in der Abbildung zwischen 800 und 840 hPa).
- Adiabatische Schichten: Schichten in denen der Temperaturverlauf einer Trockenadiabaten folgt (in der Abbildung zwischen 430 und 470 hPa). Häufig sind adiabatische Schichten durch starke Turbulenz charakterisiert (z.B. in der gut durchmischten atmosphärischen Grenzschicht, siehe die Überlegungen zum CCL). Die folgende Abbildung zeigt eine gut durchmischte planetare Grenzschicht über dem östlichen Kanada. Beachte insbesondere, wie die potentielle Temperatur in den untersten 1.7 km nahezu unabhängig von der Höhe ist. Eindrücklich ist auch, wie die gut durchmischte Schicht nach oben hin durch eine Temperaturinversion auf ca. 2 km Höhe begrenzt wird.

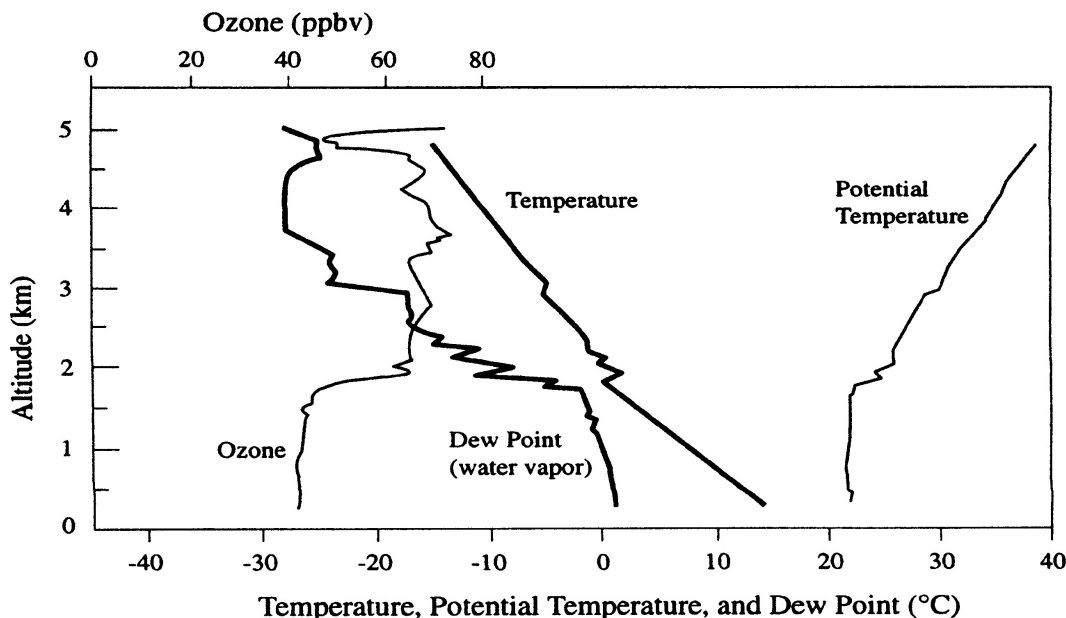


Fig.11 Vertikales Profil der Temperatur, der potentiellen Temperatur, des Taupunktes und des Ozons aus einer Flugzeugmessung am frühen Nachmittag im August über dem östlichen Kanada [entnommen aus „Introduction aus Atmospheric Chemistry“, Daniel J. Jacob].

Adiabatische Schichten können auch in der freien Troposphäre entstehen. Die folgende Abbildung zeigt angenähert adiabatische Schichten im Zusammenhang mit einem Windsturm:

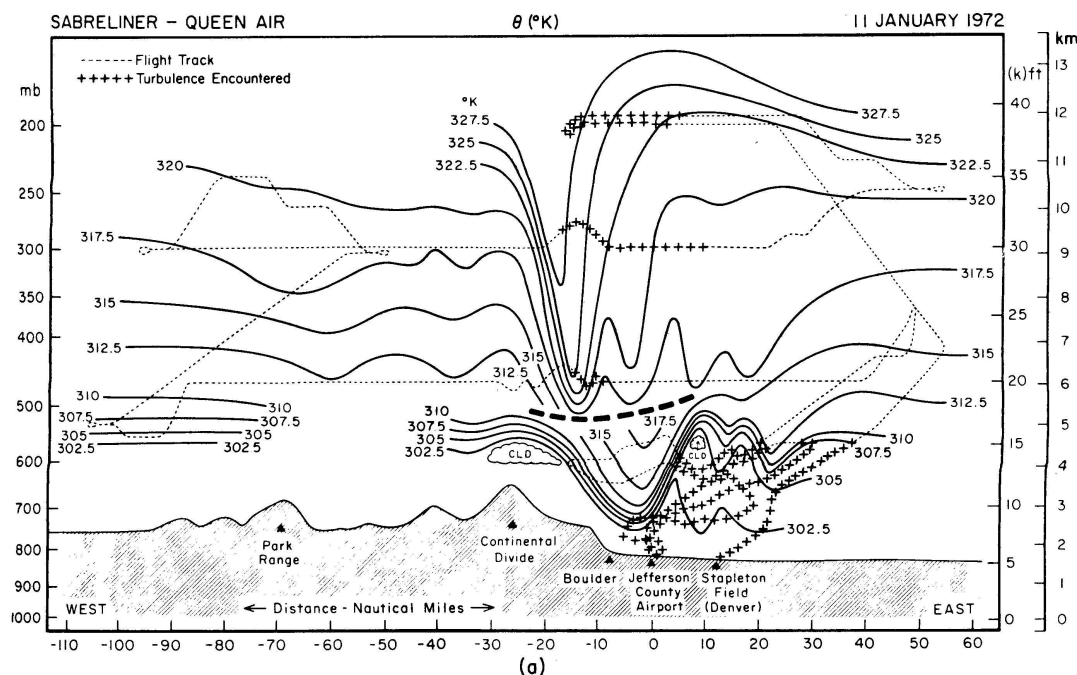


Fig.12 Beobachtung der potentiellen Temperatur in einem vertikalen Querschnitt über die Rocky Mountains in Colorado (11 Januar 1972). Die strichlierten Linien geben den Pfad der Forschungsflugzeuge wieder. Gebiete mit starker Turbulenz sind durch Pluszeichen entlang der Pfade markiert. Beachte, dass die Gebiete mit starker Turbulenz mit nahezu vertikalen Isentropen, dh. adiabatischen Profilen zusammenfallen [entnommen aus „Atmosphere-Ocean Dynamics“, A. Gill].

- Inversionen: Schichten in denen die Temperatur mit zunehmender Höhe ansteigt (in der Abbildung zwischen 550 und 580 bzw. zwischen 420 und 430 hPa). Inversionen sind ein Zeichen für unterschiedliche atmosphärische Phänomene: Kaltfronten können begleitet sein

von darunterliegenden Inversionen, die Tropopause ist in den mittleren Breiten als eine markante Inversion gekennzeichnet und die Hochnebelbildung bei Hochdrucklagen ist oft ein Zeichen für starke bodennahe Inversionen.

- Wolkenschichten (feuchte Schichten): Schichten in denen der Taupunkt nur unwesentlich tiefer ist als die Temperatur (in der Abbildung zwischen 660 und 700 hPa).

[b] Die Neigung des vertikalen Temperaturverlaufs (d.h. die "lapse rate" $\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$) ist auch ein Mass für die hydrostatische Stabilität der Atmosphäre. Gemäss der "parcel method" ist eine Schichtung stabil (instabil), wenn ein Luftpaket, das man als Gedankenexperiment adiabatisch anhebt, nachher kälter (wärmer) ist als seine Umgebung, da es wegen der grösseren (kleineren) Dichte anschliessend wieder absinkt (weiter ansteigt). Der Grundgedanke der Parcel-Methode ist in der folgenden Abbildung dargestellt. Links ist die Änderung des Drucks, der Temperatur und der Dichte gezeigt, die sich im Luftpaket ergibt, wenn dieses leicht angehoben wird. Rechts sind die entsprechenden Änderungen aufgetragen, die in der umgebenden Luft vorherrschen.

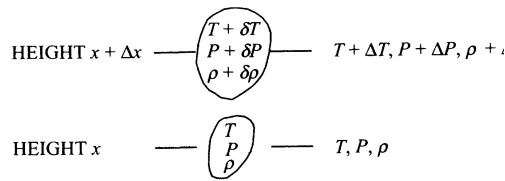


Fig.13 Grundgedanke der Parcel-Methode. Wesentlich ist die Änderung der Dichte des angehobenen Luftpakets im Vergleich zur Dichte der Umgebungsluft. Ist die Dichte des Luftpakets grösser als die der Umgebung, so kehrt das Luftpaket wieder in seine Ruhelage zurück. Andernfalls steigt es weiter auf und entfernt sich also weiter von seiner Ruhelage [entnommen aus *The Physics of Stars*“, Phillips].

Man unterscheidet vier Kategorien der hydrostatischen Stabilität (siehe folgende Abbildung). Im Falle der bedingten Instabilität (conditional instability) ist die Atmosphäre gleichzeitig trocken-stabil und feucht-instabil, d.h. dass die Schichtung stabil ist, solange keine Kondensation eintritt (dann jedoch sogleich instabil wird). Dies ist eine typische Situation bei sommerlichen Gewittertagen.

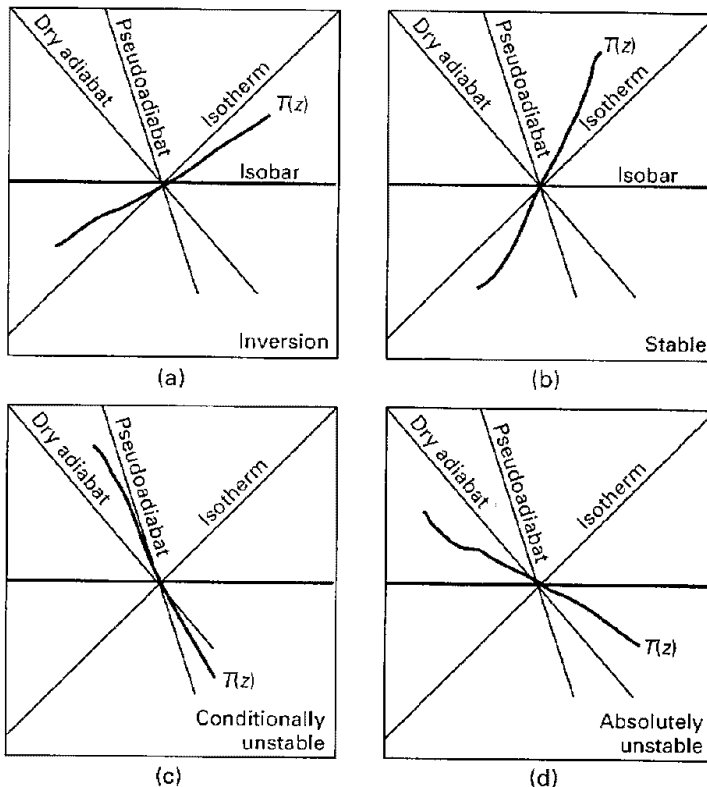


Fig.14 Die vier Hauptkategorien der hydrostatischen Stabilität, dargestellt in einem skew T -log p Diagramm. Die dicke Linie zeigt jeweils einen möglichen gemessenen Verlauf der Temperatur $T(z)$; die anderen Linien bezeichnen Isothermen sowie Trocken- bzw. Feuchtadiabaten.

Aufgabe: In der folgenden Abbildung sind vier Profile der Temperatur und Taupunkttemperatur in skew T-log p Diagrammen eingezeichnet. Diskutiere diese Profile im Hinblick auf Stabilität:

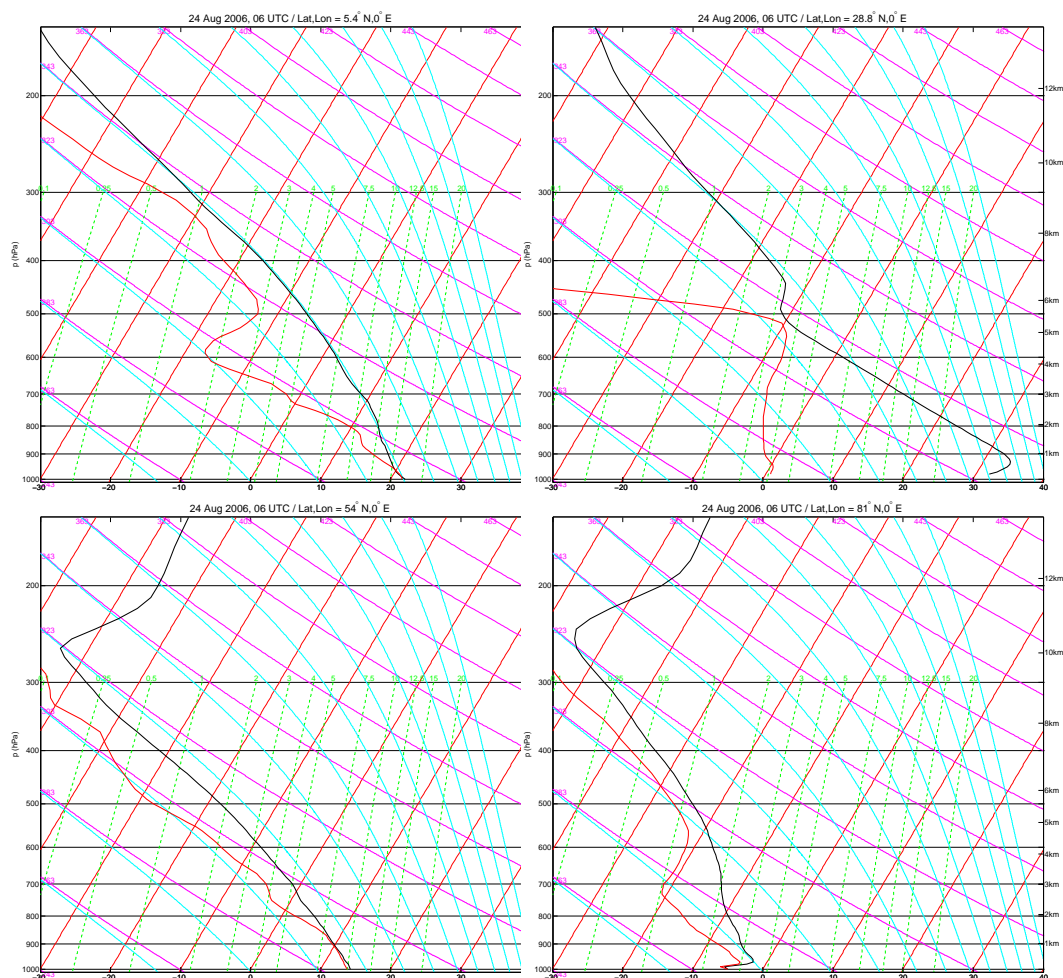


Fig.15 Vier skew T-log p Diagramme für den 24. August 2006, 6 UTC gemäss der operationellen Analyse des ECMWF. Eingezeichnet sind die Temperatur (schwarz) und die Taupunkttemperatur (rot). Beachte ebenfalls, auf welcher geografischen Breite die Profile entnommen wurden.

[c] Bewegt man ein trockenes Luftpaket um eine vertikale Distanz Δz aus seiner Ruhelage weg, so gehorcht es bei kleinen Distanzen Δz der folgenden Bewegungsgleichung. Hierbei ist die Brunt-Väisälä Frequenz definiert durch $N^2 = g/\Theta \cdot \partial\Theta/\partial z$.

$$\frac{D^2\Delta z}{Dt^2} + N^2 \cdot \Delta z = 0$$

Aufgabe: Wie sieht die Bewegung des Luftpakets aus für positives und für negatives N^2 ? Welche Folgerung lässt sich hieraus für den vertikalen Verlauf der potentiellen Temperatur ziehen? Welchen Zusammenhang gibt es mit der obigen Abbildung? Wie unterscheidet sich die Bewegung des Luftpakets in der Stratosphäre von derjenigen in der Troposphäre? Verwende dazu die folgende Abbildung. Wie lässt sich die obige Bewegungsgleichung verallgemeinern für Luftpakete, bei denen Kondensation eintritt?

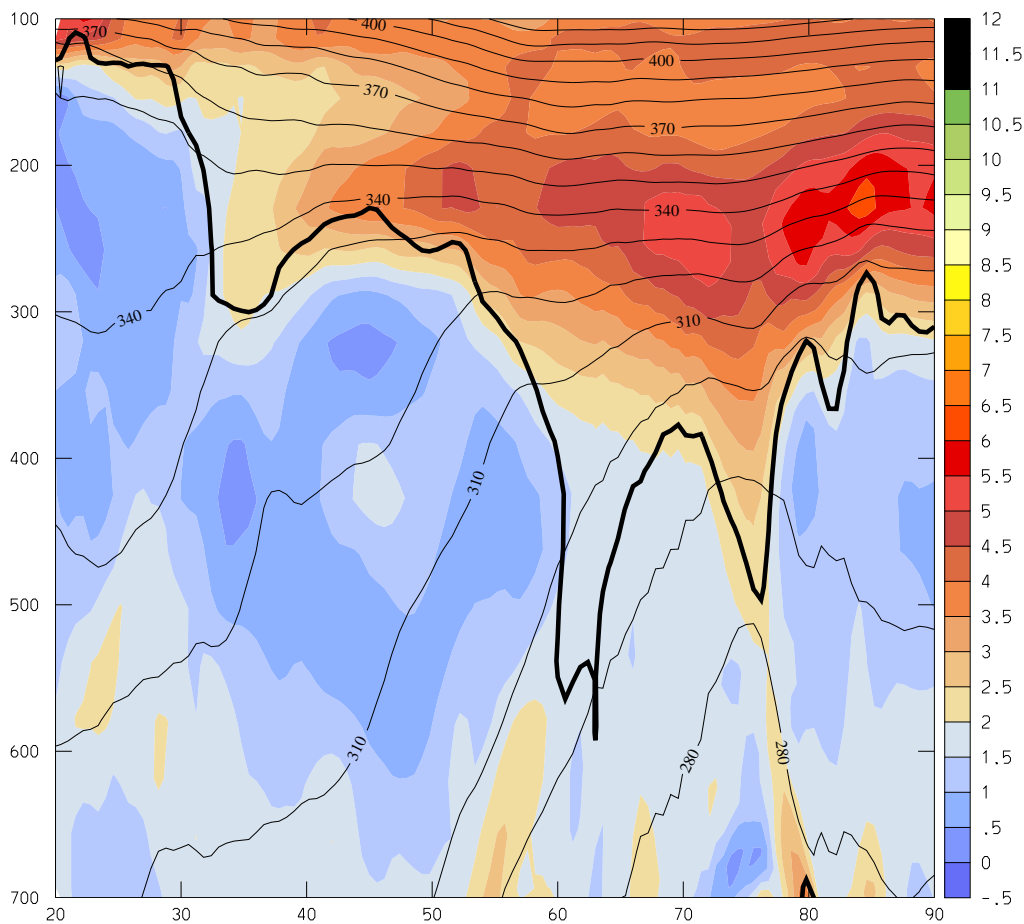


Fig.16 Potentielle Temperatur (in K), quadrierte Brunt-Vaisälä-Frequenz (in $10^{-4}s^{-1}$) und dynamische Tropopause in einem Nord/Südschnitt (50 W, 14. Oktober 2005, 12 UTC).

[d] Die folgende Abbildung zeigt zwei Beispiele von vertikalen Sondierungen, die eine am Abend, die andere am frühen Morgen. In beiden Fällen ist die Tropopause deutlich sichtbar, einmal tiefer und einmal höher als 200 hPa.

Hohe relative Feuchtigkeit tritt in der Sondierung (a) etwa bei 650 hPa auf, in der Sondierung (b) in einer dickeren Schicht zwischen 550 und 700 hPa. Beachte auch die sehr stabile bodennahe Schicht in der Sondierung (b) und die zwei kleinen Inversionen bei 500 hPa in der Sondierung (a).

In diesen Diagrammen sind auch in (a) der LCL und LFC und in (b) der CCL und die Auslösetemperatur CT eingetragen. Der LCL ergibt sich als Schnittpunkt der Linie mit konstantem Sättigungsdampfdruck (durch den gemessenen Wert für T_d) mit der Trockenadiabaten (durch den gemessenen Wert für T). Der LFC entspricht dem Schnittpunkt der Feuchtadiabaten durch den LCL mit dem gemessenen Temperaturprofil. Im Diagramm (b) findet man den CCL als Schnittpunkt der Linie mit konstantem Sättigungsdampfdruck (durch den gemessenen Wert für T_d) mit dem gemessenen Temperaturprofil und zuletzt die Auslösetemperatur CT als Schnittpunkt der Trockenadiabaten durch den CCL mit dem Bodendruck. An anderen Orten wird es als sinnvoller erachtet, bei der Bestimmung des CCL nicht den Bodenwert für w_s zu betrachten, sondern einen zwischen dem Boden und etwa 800 hPa gemittelten Wert.

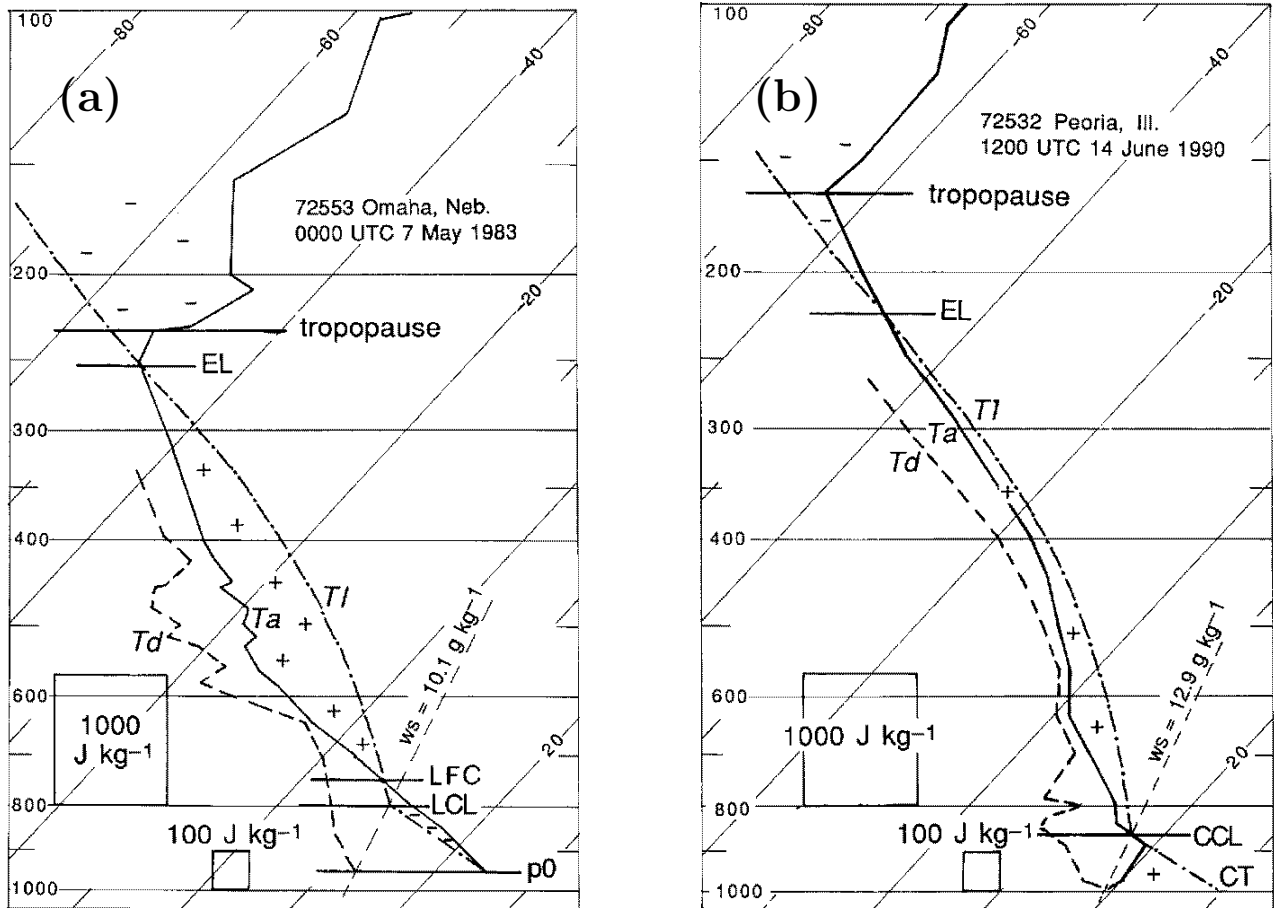


Fig.17 Zwei Beispiele von vertikalen Sondierungen in den USA für (a) 00 UTC 7 May 1983 und (b) 12 UTC 14 June 1990. Eingezeichnet sind die beobachteten Vertikalprofile der Temperatur (T_a) und des Taupunkts (T_d , gestrichelte Linie), der Verlauf der "lifting temperature" (T_l , gepunkt-strichelte Linie), sowie in (a) der "lifting condensation level" (LCL) und der "level of free convection" (LFC) bzw. in (b) der "convective condensation level" (CCL).

[e] Eine interessante Grösse ist die Energie, die bei der Anhebung eines Luftpaketes und bei Kondensation möglich ist. Zur Berechnung dieser Grösse benötigt man die Hebungs-Temperatur (lifting temperature) T_l . Diese Temperatur entspricht dem Temperaturverlauf für ein bodennahes Luftpaket, das man in einem Gedankenexperiment immer weiter anhebt. Bis zum LCL folgt T_l einer Trockenadiabaten, anschliessend ist das Luftpaket gesättigt und T_l folgt einer Feuchtadiabaten.

In einem skew T - $\log p$ Diagramm entspricht die Fläche zwischen dem gemessenen Temperaturprofil und der Hebungs-Temperatur T_l der im Falle einer Hebung des Luftpaketes freigesetzte Energie. Diese Grösse wird als **CAPE** (convective available potential energy) bezeichnet und ist ein wichtiger Parameter z.B. bei der Analyse und Vorhersage von starken Gewitterstürmen:

$$CAPE = R \cdot \int_{p_{LFC}}^{p_e} (T(p) - T_a(p)) \, d \ln p$$

Hier bezeichnet R die Gaskonstante für trockene Luft, p_{LFC} und p_e sind die Drücke beim 'Level of Free Convection' und am 'Equilibrium Level' und $T(p)$ und $T_a(p)$ geben die Temperatur des angehobenen Luftpaketes und der Umgebungsluft wieder.

Werte der CAPE unter $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ deuten auf eine kleine Wahrscheinlichkeit für starke Konvektion hin. In beiden Diagrammen der Abbildung ist die CAPE mit +-Symbolen gekennzeichnet. Wichtig ist, dass es auch bei Vorhandensein einer grossen CAPE meist noch einen auslösenden Mechanismus braucht, der die starke Konvektion in Gang setzt. Dafür kommen propagierende

Fronten, orographische Hebung (z.B. bei NW-Strömung in den Voralpen) oder Windsysteme im Zusammenhang mit bereits existierenden Gewitterwolken in Frage.

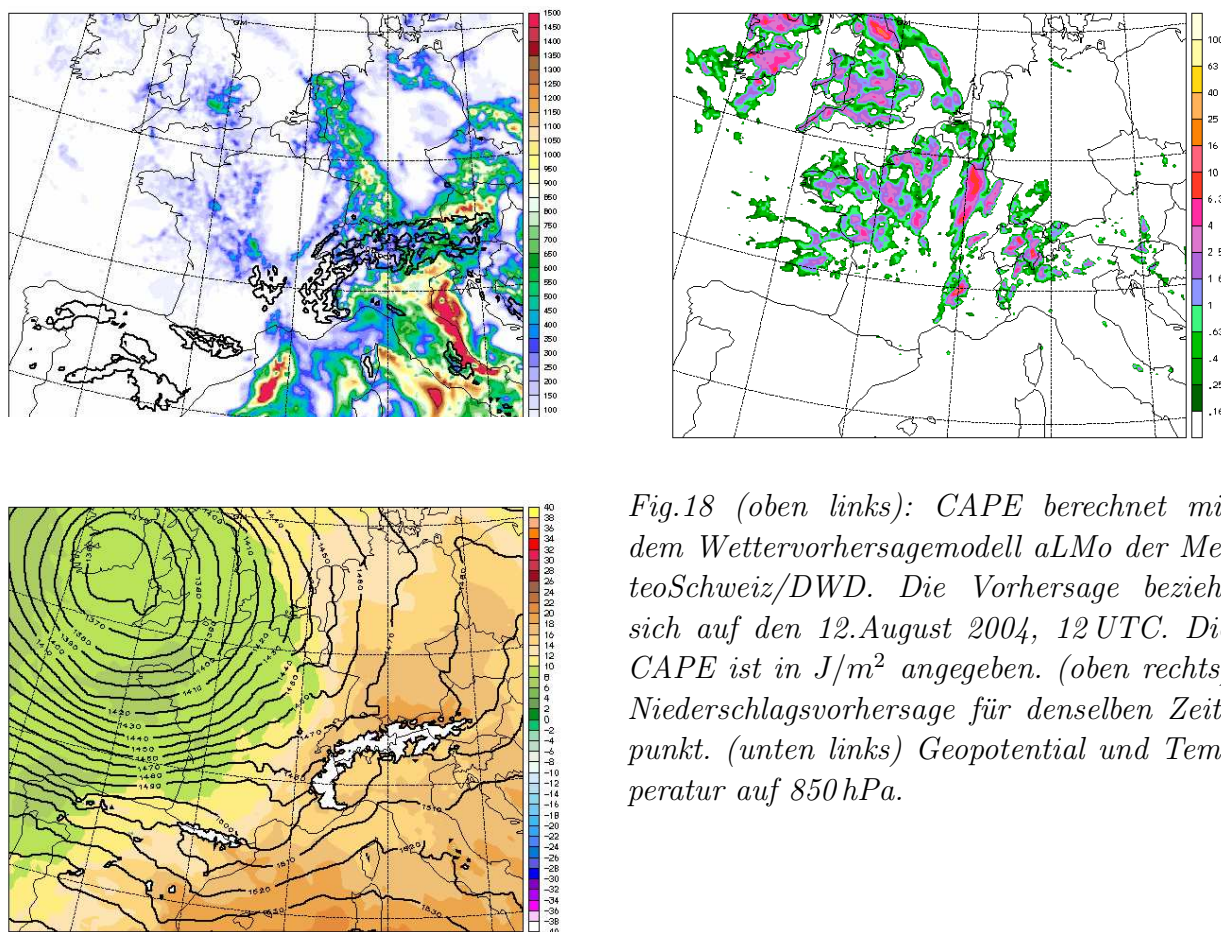


Fig.18 (oben links): CAPE berechnet mit dem Wettervorhersagemodell aLMo der MeteoSchweiz/DWD. Die Vorhersage bezieht sich auf den 12.August 2004, 12 UTC. Die CAPE ist in J/m^2 angegeben. (oben rechts) Niederschlagsvorhersage für denselben Zeitpunkt. (unten links) Geopotential und Temperatur auf 850 hPa.

Die Abbildung zeigt, dass CAPE in einigen Gebieten gut den konvektiven Niederschlag wiedergibt, in anderen Gebieten jedoch die hohen Werte der CAPE kaum mit Niederschlag zusammenfallen (zum Beispiel im Mittelmeerraum). Dies illustriert sehr deutlich, dass CAPE für sich alleine noch kein guter Indikator für konvektiven Niederschlag ist. Wie oben gesagt, braucht es noch einen Mechanismus der die Konvektion tatsächlich auslöst. Erst wenn diese ausgelöst wurde, kann mit CAPE die freiwerdende Energie (und ansatzweise der Niederschlag) bestimmt werden. Man führt dazu eine weitere Grösse CIN (convective inhibition) ein, die angibt, welche Energie aufgewendet werden muss, damit die Konvektion spontan losgeht:

$$CIN = R \cdot \int_{p_0}^{p_{LFC}} (T(p) - T_a(p)) \, d \ln p$$

Hier bezeichnet analog zur CAPE R die Gaskonstante für trockene Luft, p_{LFC} und p_0 sind die Drucke beim 'Level of Free Convection' und am Boden (meist zwischen 500 m und 1000 m über Bodenniveau) und $T(p)$ und $T_a(p)$ geben die Temperatur des angehobenen Luftpakets und der Umgebungsluft wieder.

Die Verhältnisse sind analog zu einer chemischen Reaktion, bei der es ebenfalls eine Aktivierungsenergie (analog zu CIN) braucht, bis die exotherme Reaktion (analog zu CAPE) abläuft. CAPE und CIN kommen bei einigen numerischen Wettervorhersagemodellen zum Einsatz, um den nicht explizit aufgelösten konvektiven Niederschlag zu parametrisieren.

3.4 Alternative Vertikalkoordinaten

Bisher haben wir als vertikale Koordinaten entweder die geometrische Höhe z oder den hydrostatischen Druck p verwendet. Beide Größen eignen sich als vertikale Koordinaten, da sie einen monotonen Verlauf mit der Höhe aufweisen: Zunahme für z , Abnahme für p . Es ist klar, dass sich jede weitere Größe als vertikale Koordinate eignet, die eine solche Monotonie aufweist. Weiter vorne wurde festgestellt, dass dies im wesentlichen für die potentielle Temperatur Θ zutrifft. Diese nimmt ausserhalb von instabilen und turbulent durchmischten Schichten monoton mit der Höhe zu. Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel, wie ein Bild im β -Raumim „ Θ “-Raum aussieht:

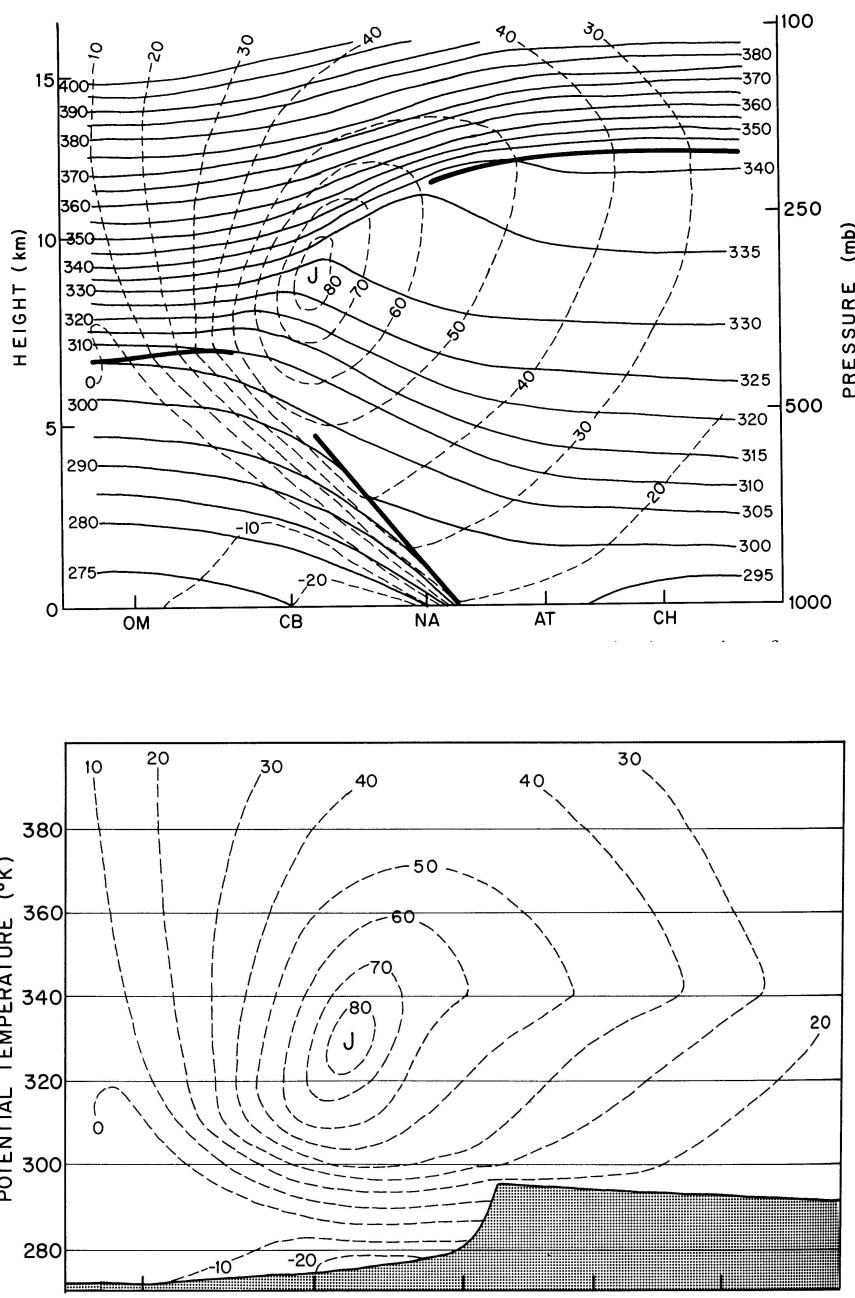


Fig.19 (oben) Vertikaler Querschnitt durch eine frontale Zone. Die durchgezogenen Linien geben die potentielle Temperatur an, die strichlierten die Windgeschwindigkeit. Die Tropopause ist mit einer dicken Linie markiert. (unten) Dasselbe dargestellt mit der potentiellen Temperatur als vertikaler Koordinate. [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“ von J.M. Wallace und P.V. Hobbs.]

Aufgabe: Überlege Dir, was für Vorteile die verschiedenen vertikalen Koordinaten haben.

3.5 Literaturhinweise

1. Einen guten Überblick zu den verschiedenen thermodynamischen Parametern (z.B. LCL, LFC) im Zusammenhang mit Gebirgsüberströmungen findet man in: „The Role of Mountain Flows in Making Clouds“, R.M. Banta, Met. Monographs, Vol.23, June 1990, Nr. 45, Atmospheric Processes over complex terrain]
2. Das Buch von „Weather Analysis“ von Dusan Djuric gibt enthält ein gutes Kapitel zu vertikalen Sondierungen. Einige Diagramme dieses Kapitels stammen aus diesem Buch.
3. Wer sich sehr eingehend mit dem Thema Konvektion auseinandersetzen möchte, sollte das umfassende Buch „Atmospheric Convection“ von Kerry A. Emanuel anschauen.
4. Zur atmosphärischen Thermodynamik gibt es auch sehr spezialisierte Literatur. Unter anderem sind „Atmospheric Thermodynamics“ von Bohren und Albrecht und „An Introduction to Atmospheric Thermodynamics“ von Tsonis.