

Kapitel 5

Die globale Zirkulation

5.1 Überblick

[a] In diesem Abschnitt soll ein Überblick über die globale Zirkulation gegeben werden. Die folgende Abbildung zeigt einige typische Bezeichnungen:

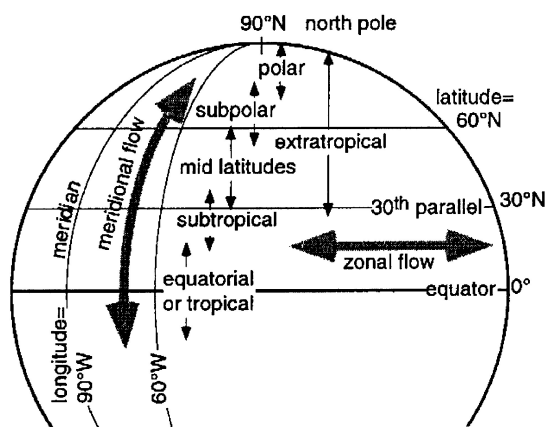
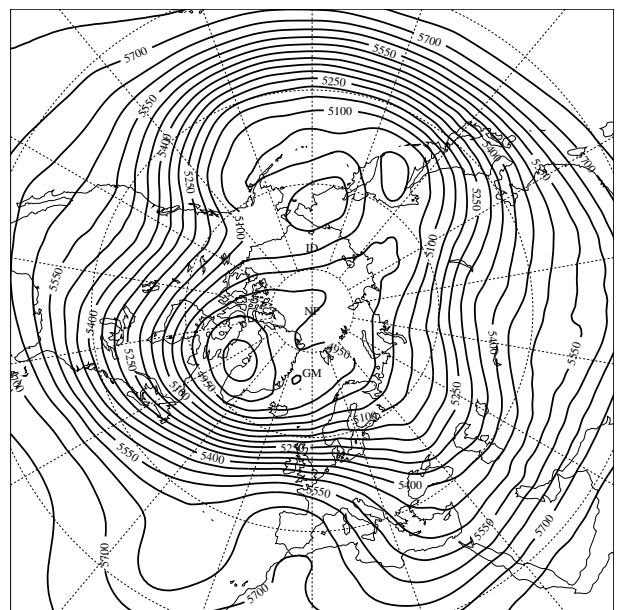
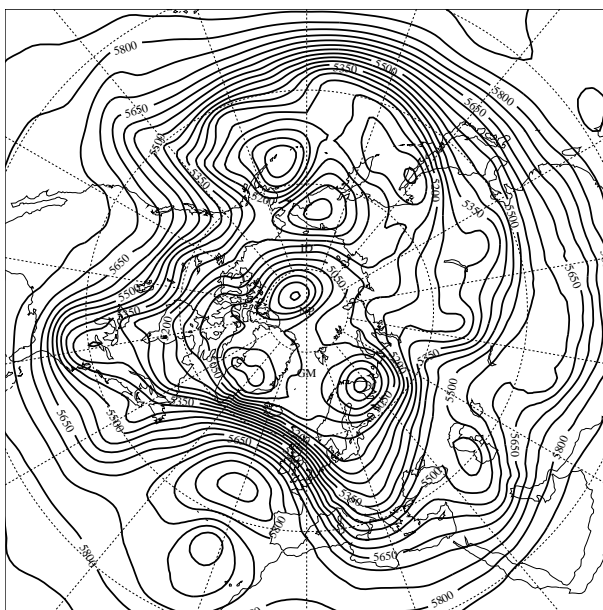


Fig.1 Typische Bezeichnungen für Bänder der globalen Zirkulation.

Einen ersten Eindruck über die globale Zirkulation erhält man, wenn man tägliche Wetterkarten mit Monatsmitteln vergleicht [in Anlehnung an „Dynamics in Atmospheric Physics“, R.S. Lindzen]:



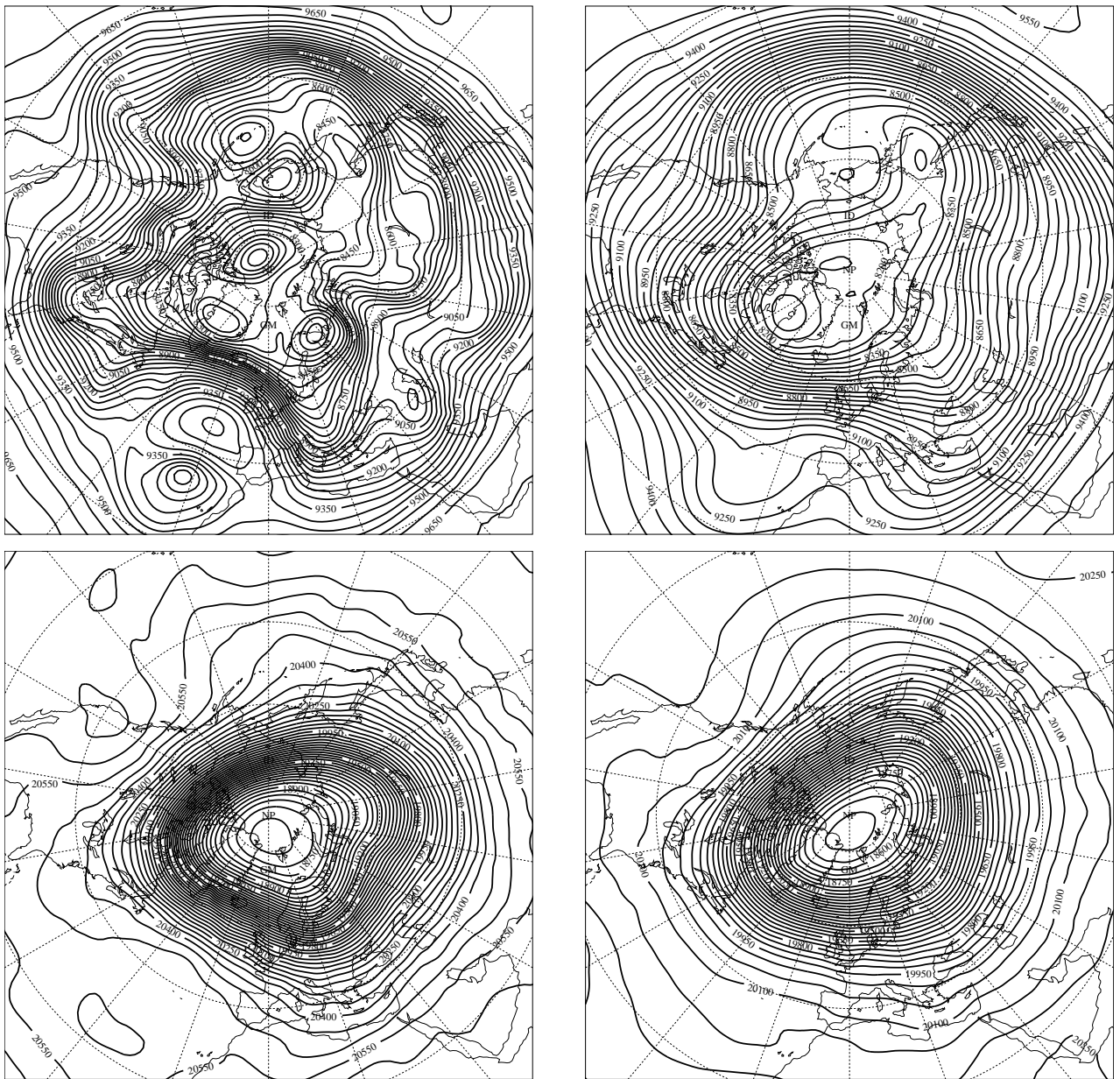


Fig.2 Geopotential auf 500 hPa, 300 hPa und 50 hPa für den 15. Januar 1983, 12 UTC (links) und im Monatsmittel Januar 1983 (rechts). Das Konturintervall ist in allen Abbildungen dasselbe.

Aus diesen Abbildungen lassen sich bereits einige Beobachtungen ableiten.

- Die täglichen Karten zeigen mehr kleinskalige Strukturen als die monatsgemittelten Karten. Kleinskalige Strukturen sind demnach mit Zeitskalen verbunden, die bedeutend kürzer als ein Monat sind.
- Auf 300 hPa hat man stärkere zonale Winde als auf 500 hPa. Ausserdem sind die „Wirbel“ (Abweichungen von der zonalen Strömung stärker ausgeprägt).
- Auf 50 hPa befindet man sich über der Tropopause. Hier hat man eine bedeutend grössere Ähnlichkeit zwischen täglichen und Monatsgemittelten Karten. Dies deutet darauf hin, dass in dieser Höhe kleinskalige Prozesse weniger auftreten.

Die folgenden zwei Abbildungen zeigen die Windgeschwindigkeit im Wintermittel. Gemittelt wurde über den Zeitraum 1978-1993. Es handelt sich beim verwendeten Datensatz um die sogenannte ERA-15 Reanalyse des ECMWF (European Centre for Medium Range Forecasts, www.ecmwf.int).

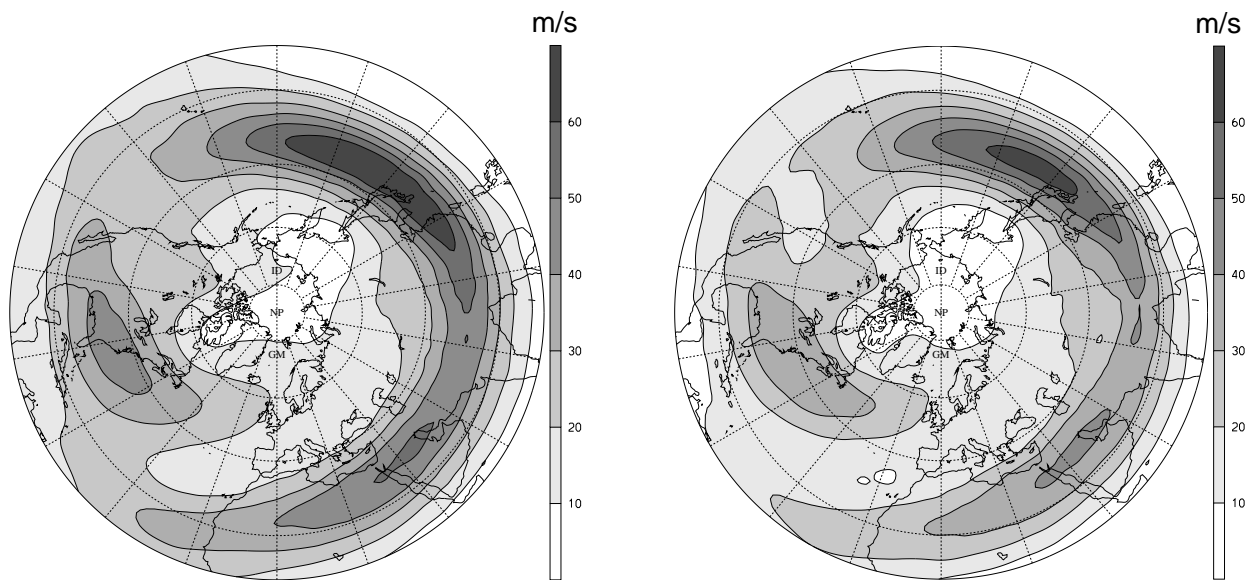


Fig.3 Mittlere horizontale Windgeschwindigkeit (in m/s) auf 300 hPa (links) und auf 200 hPa [entnommen aus „An event-based jet-stream climatology and typology“, P. Koch, H. Wernli and H. Davies].

Zwei besonders ausgeprägte Windmaxima findet man am Westrand des Pazifiks und des Atlantiks. Dies sind gerade die Regionen, in denen Tiefdruckgebiete entstehen. Das gemittelte Bild darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, dass die Jetstruktur häufig viel komplizierter ist. Die folgende Abbildung zeigt einen vertikalen Querschnitt, bei dem man drei verschiedene Jets identifizieren kann:

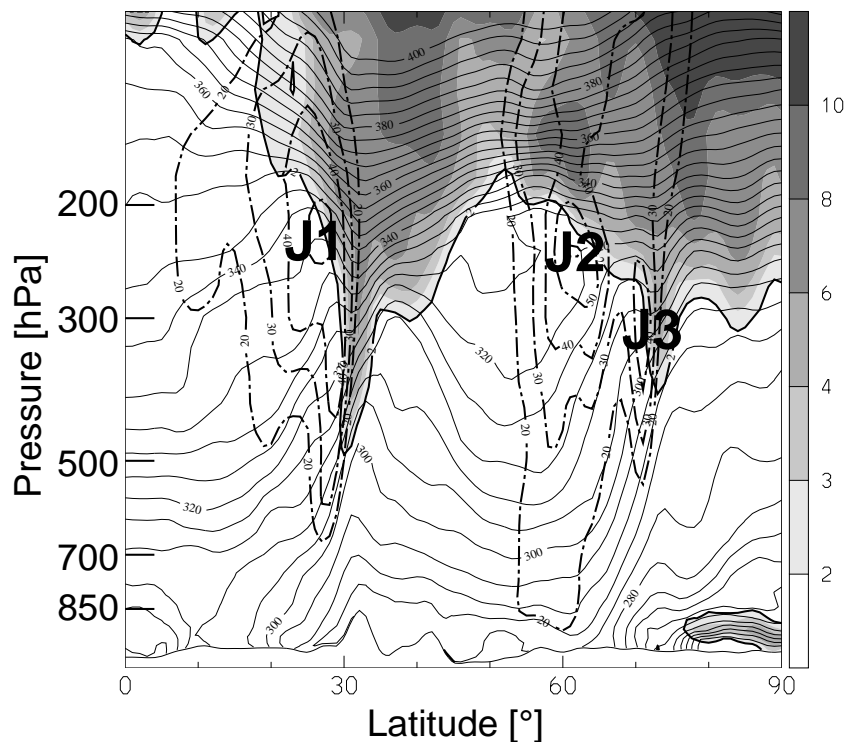


Fig.4 Jetstruktur am 27. Januar 1989, 12 UTC. Der vertikale Querschnitt verläuft entlang dem 5 W-Meridian. Die drei Jets sind mit J1, J2 und J3 gekennzeichnet. Eingezeichnet ist die Windgeschwindigkeit (in m/s) und die potentielle Temperatur (in K). Schattiert dargestellt ist die sogenannte potentielle Vorticity, die hier die Troposphäre von der Stratosphäre trennt. [entnommen aus „An event-based jet-stream climatology and typology“, P. Koch, H. Wernli and H. Davies].

In der folgenden Abbildung sind die entsprechenden Karten für Sommer dargestellt:

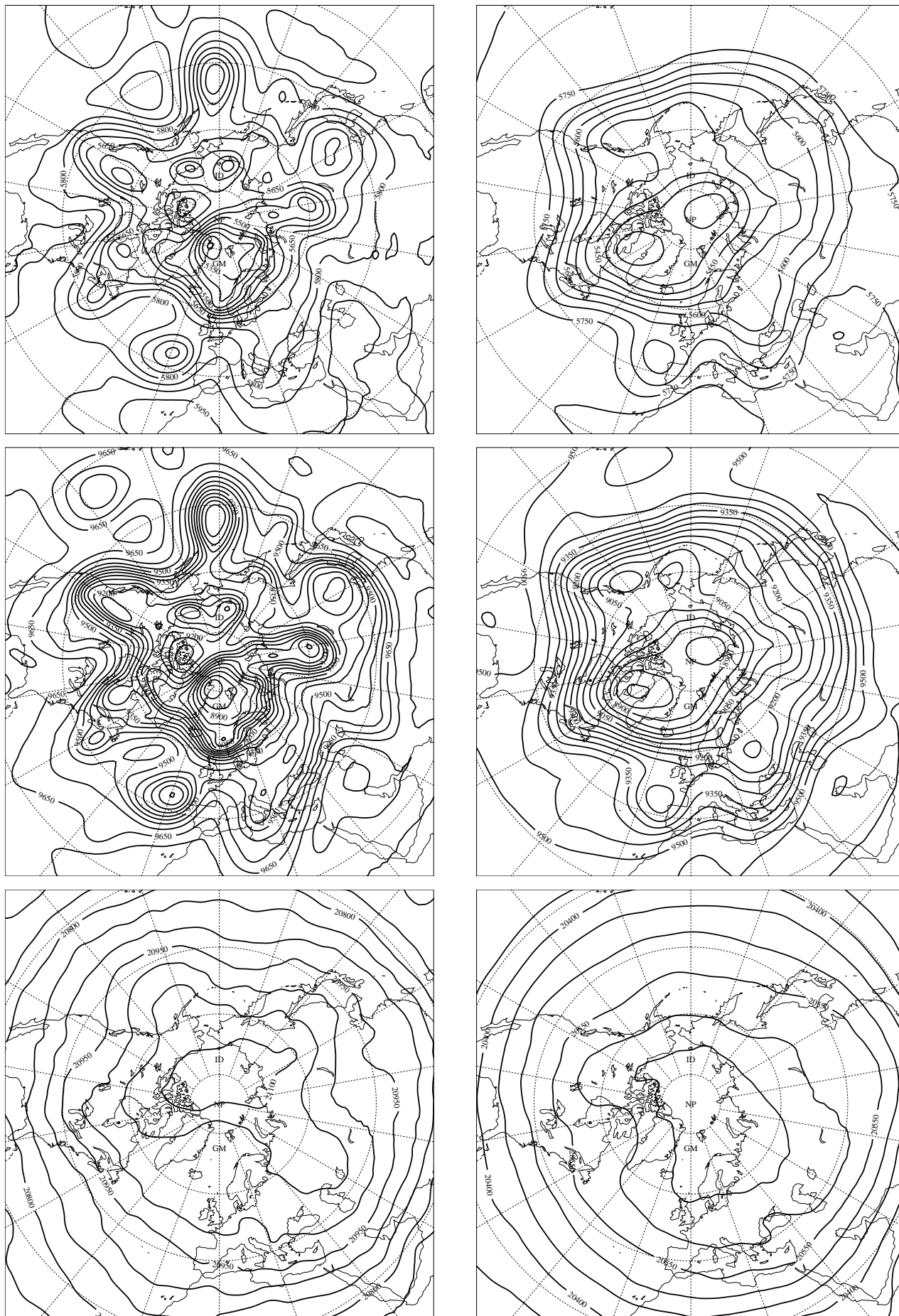


Fig.5 Geopotential auf 500 hPa, 300 hPa und 50 hPa für den 15. Juli 1983, 12 UTC (links) und im Montatsmittel Juli 1983 (rechts). Das Konturintervall wurde gleich gewählt wie in Figur 2.

Wieder lassen sich wesentliche Merkmale erkennen: Der zonale Wind ist im Sommer bedeutend schwächer als im Winter. Dies gilt auch für Abweichungen von einer rein zonalen Strömung. Interessant ist, dass die monatsgemittelten Wellen im Sommer und Winter dieselbe Phase aufweisen. Beachte auch, dass sich der Gradient im Geopotentials umkehrt von 500 hPa auf 50 hPa. Auf 500 hPa (in der Troposphäre) nimmt das Geopotential vom Äquator zum Nordpol ab, während es auf 50 hPa (in der Stratosphäre) zunimmt. Gemäss dem geostrophischen Windgleichgewicht beobachtet man damit in der Troposphäre einen Westwind, in der Stratosphäre hingegen einen Ostwind.

[b] Neben zeitlichen Mittelungen (z.B. Monatsmittel) spielen zonale Mittelungen eine wichtige Rolle in der Atmosphärenphysik. In der folgenden Abbildung sind zonale Mittel der Temperatur und des zonalen Windes (in West/Ost-Richtung) dargestellt. Es handelt sich hierbei um 15-jahres Mittel für Sommer und Winter:

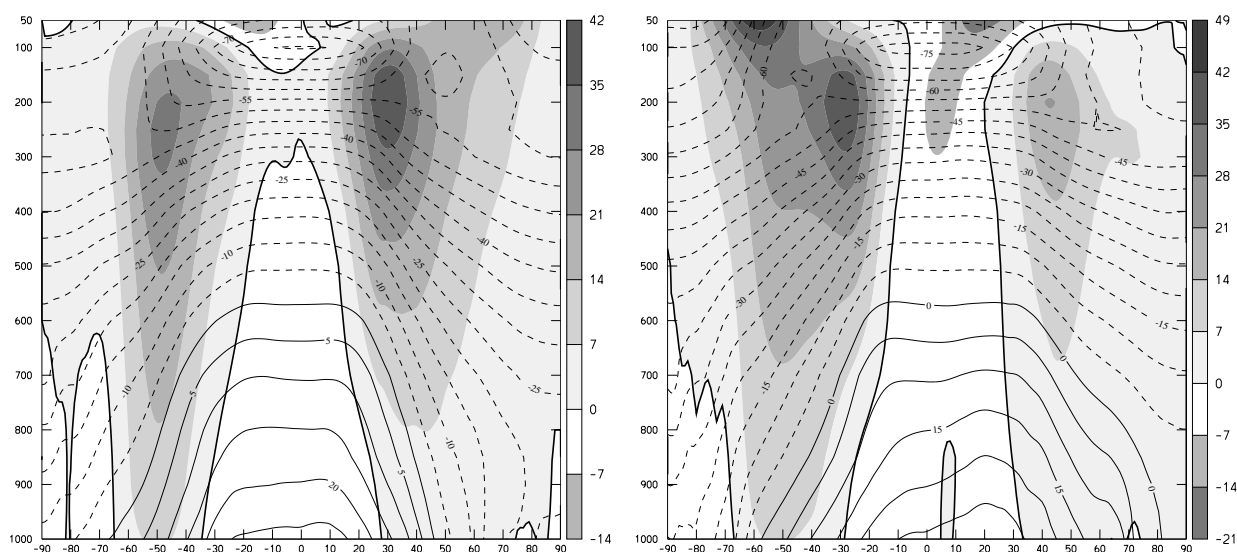


Fig.6 15-jahres und zonales Mittel der Temperatur T und der zonalen Windkomponente U für Sommer und Winter. Die Mittel wurden aus der sogenannten ERA-15 Reanalyse des ECMWF gerechnet. **Aufgabe:** Welche der beiden Abbildungen entspricht Sommer, welche Winter?

Beobachtungen sind:

- In einem Band von 30 S bis 30 N sind die gemittelten Winde von Ost nach West („easterlies“). Nördlich und südlich des 30. Breitenkreises findet man Westwinde („westerlies“).
- Die bodennahen Ostwinde sind tendenziell etwas stärker auf der Winterseite des Äquators.
- Die extratropische Troposphäre weist in beiden Hemisphären ausgeprägte Jets auf. Das Jetmaximum befindet sich ca. auf 12 km Höhe (200 hPa). Dabei ist das Wintermaximum stärker (30 m/s bis 50 m/s) als das Sommermaximum. Es tritt zudem näher am Äquator auf (30. Breitenkreis) als das Sommermaximum (ca. beim 45. Breitenkreis).
- Der zonal gemittelte Wind und das zonal gemittelte Temperaturfeld erfüllen gut das thermische Windgleichgewicht. Unterhalb von 12 km nimmt der Westwind mit zunehmender Höhe zu, während die Temperatur in der Horizontalen vom Äquator weg abnimmt. Oberhalb von 12 km hingegen nehmen die Westwinde mit zunehmender Höhe ab. Dies fordert nach dem thermischen Windgleichgewicht ein Temperaturminimum in Äquatornähe.

- In der sommerhemisphärischen Stratosphäre nimmt die Temperatur monoton vom Äquator zum Pol zu. In der Winterhemisphäre hingegen wird ein Temperaturmaximum beim 50. Breitenkreis erreicht. Polwärts von diesem Breitenkreis fällt die Temperatur markant ab. Dies ist im Einklang mit dem Auftreten des Polarnachtjets in dieser Region.

[c] Es lohnt sich, die gemittelte Strömung bis in grössere Höhen zu betrachten.

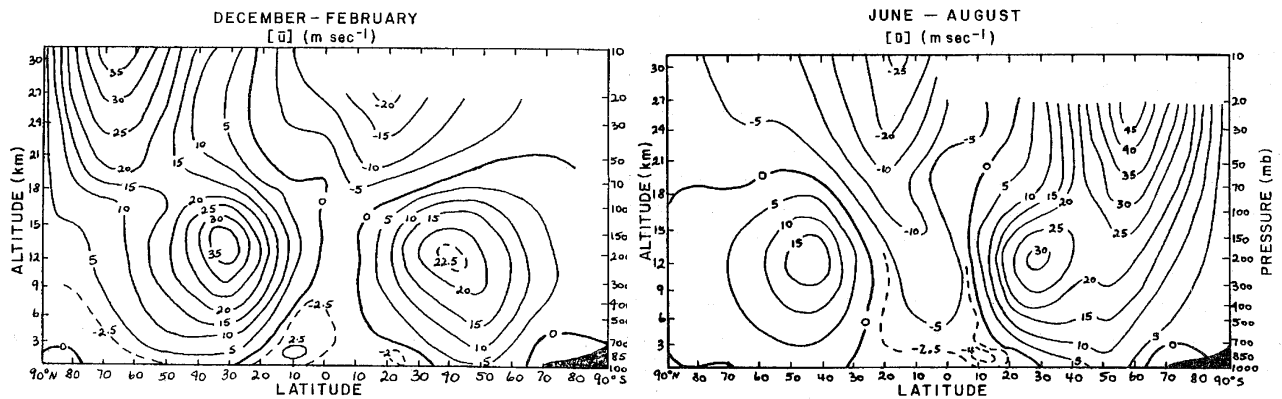


Fig.7 Mittlere zonale Strömung bis in einer Höhe von 30 km. Links: Dezember-Februar, Rechts: Juni-August

In den mittleren Breiten beobachtet man einen Westwind in der Troposphäre sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre. Dies gilt gleichermassen für Sommer und Winter. Einen wesentlichen Unterschied gibt es jedoch in der stratosphärischen Strömung. Setzt sich der troposphärische Westwind auf der Sommerhemisphäre bis in die Stratosphäre fort, so gibt es auf der Winterhemisphäre einen Wechsel zu Ostwinden. Dort gibt es also eine Schicht, bei der es zu einer Umkehr der Windrichtung kommt. In der Theorie der Rossbywellen (siehe Vorlesung 'Large-scale Dynamics') wird gezeigt, dass ein solcher Wechsel eine vertikale Ausbreitung von Wellen verhindert. Qualitativ können wir das verstehen mit der Theorie, die wir bereits behandelt haben (siehe Abschnitt zum Rossbywellen-Mechanismus). Wir haben dort gezeigt:

- 1) dass die Phasengeschwindigkeit der planetaren Rossby-Wellen stets westwärts gerichtet ist relativ zum mittleren Wind. Bezeichnen wir die Phasengeschwindigkeit mit c und den mittleren Wind mit u , so gilt (Herleitung in der Vorlesung 'Large-scale Dynamics')

$$c = u - \frac{\beta}{k^2}$$

wobei k die totale (horizontale) Wellenzahl ist und der Rossby-Parameter β die Nord/Süd-Abhängigkeit des Coriolisparameters f bestimmt. Auf der Nordhemisphäre ist β positiv. Wesentlich ist hier lediglich, dass die Phasengeschwindigkeit nach Westen gerichtet ist relativ zum mittleren Wind. Das lässt sich qualitativ mit dem Rossbywellen-Mechanismus verstehen.

- 2) Betrachte nun eine stationäre Rossby-Welle, wie sie zum Beispiel durch grossräumige Gebirge (Rocky Mountains, Ural, Himalaya,...) oder durch den Temperaturunterschied Land/Meer angeregt ist. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von einer erzwungenen ('Forced') Rossbywelle. Zur Illustration ist in der folgenden Abbildung das Wintermittel des Geopotentials auf 500 hPa gezeigt. Das wellenförmige Muster ist im wesentlichen auf stationäre Rossbywellen zurück zuführen.

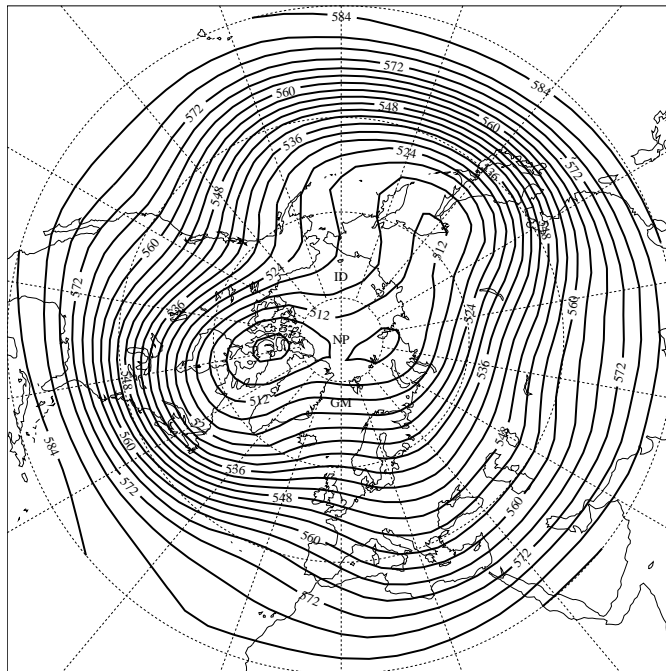


Fig. 8 Wintermittel (von 1979 bis 1988) des Geopotentials auf 500 hPa.

- 3) Damit die Welle stationär relativ zur Erdoberfläche sein kann ($c = 0$), muss gemäss obiger Formel ein Westwind ($u < 0$) vorherrschen. Einen solchen mittleren Westwind beobachtet das Jahr hindurch in der Troposphäre der mittleren Breiten. Kehrt jedoch der mittlere stratosphärische Wind auf Ostwind im Sommer, so kann sich die Rossbywelle nicht in die Stratosphäre fortsetzen. Bei einem mittleren Ostwind kann es keine stationäre Rossbywelle geben.
- 4) Beachte, dass aus der obigen Formel eine ausgeprägte Abhängigkeit von der Wellenzahl (Wellenlänge) hervorgeht. Lange Wellen (k klein) haben eine grössere (westwärts gerichtete) Abweichung der Phasengeschwindigkeit c vom mittleren Wind u .

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die vertikale Ausbreitung von Rossbywellen im Winter anders aussieht als im Sommer. Die Existenz einer sogenannten kritischen Schicht mit $u = 0$ im Sommer verhindert die vertikale Ausbreitung, wohingegen troposphärisch angeregte Rossbywellen im Winter in die Stratosphäre propagieren können. Insgesamt hat man also eine unterschiedliche dynamische Kopplung von Troposphäre und Stratosphäre im Sommer und im Winter. Von grosser Bedeutung wird die Ausbreitung der Rossbywellen bei der Aufrechterhaltung des sogenannten Polaren Vortex im Winter, dh. der sehr kalten und abgekoppelten Strömung in der mittleren und oberen Stratosphäre. Die Ausbreitung der Rossbywellen kann zu einer Störung des Polaren Vortex führen, was wiederum sehr wichtig für die Chemie und Dynamik des (arktischen) Ozonlochs ist (siehe dazu die Vorlesungen zur Stratosphärenchemie).

5.2 Energetik der Globalen Zirkulation

[a] **Einleitung:** Eine wesentliche Frage betrifft den Ursprung der kinetischen Energie der Globalen Zirkulation. Die kinetische Energie lässt sich dabei in zwei Bereiche unterteilen:

- Die kinetische Energie der synoptischen und planetaren Windfelder. Diese Winde werden in erster Linie durch horizontale Unterschiede in den Heizraten (zum Beispiel Äquator - Polarregion) verursacht. Insgesamt steckt ca. 98% der totalen kinetischen Energie in diesen Skalen.

- Die kinetische Energie konvektiver Windfelder. Diese Winde werden durch konvektive Instabilitäten ausgelöst, also durch vertikale Unterschiede in den Heizraten (zum Beispiel starker Auheizung der bodennahen Luftschichten durch Sonnenstrahlung). Der Anteil dieser konvektiven Winde an der gesamten kinetischen Energie ist klein. Dennoch spielen diese Winde eine wichtige Rolle, da sie latente und fühlbare Wärme in der Vertikalen transportieren.

[b] Verfügbare potentielle Energie: In der Atmosphäre steckt natürlich auch eine riesige Menge an potentieller Energie und es ist naheliegend, dass die Umwandlung von potentieller Energie in kinetische Energie zentral ist für den Antrieb der globalen Zirkulation.

Name	Symbol	Formula	Amount $\times 10^6 \text{ J m}^{-2}$	% of total
Internal energy	IE	$c_v T$	1800	70
Potential energy	PE	gz	700	27
Latent energy	LH	Lq	70	2.7
Kinetic energy	KE	$\frac{1}{2}(u^2 + v^2)$	1.3	0.05
Total energy	IE + PE + LH + KE		2571	100

Tab.1 Verschiedene Arten und Menge der Energie in der globalen Atmosphäre [entnommen aus „Global Physical Climatology“, D. L. Hartmann].

Aufgabe: Die „mittlere Windgeschwindigkeit“ der synoptischen und planetaren Systeme beträgt 17 m/s. Um wieviel müsste der Schwerpunkt der Atmosphäre sich senken, um den mittleren Wind von Null auf gerade diesen Wert 17 m/s zu bringen? Was spricht in der realen Atmosphäre gegen ein solches allgemeines Absinken des Schwerpunktes?

Das folgende Gedankenexperiment illustriert, welchen Einschränkungen die Umwandlung von potentieller in kinetische Energie der realen Atmosphäre unterworfen ist. Die Abbildung zeigt zwei homogene und nicht-mischbare Fluide, die ursprünglich durch eine Wand getrennt sind (a). Die Lage des Schwerpunktes ist durch einen Punkt markiert. Entfernt man die Trennwand, so wird sich das dichtere Fluid unter das leichtere Fluid bewegen (b). Schliesslich stellt sich ein stabiler Endzustand ein, bei dem das dichtere Fluid vollständig unter dem leichteren liegt (c). Insgesamt hat sich beim Übergang der Schwerpunkt leicht gesenkt, dh. es wurde potentielle Energie in kinetische (und schlussendlich in innere) Energie umgewandelt.

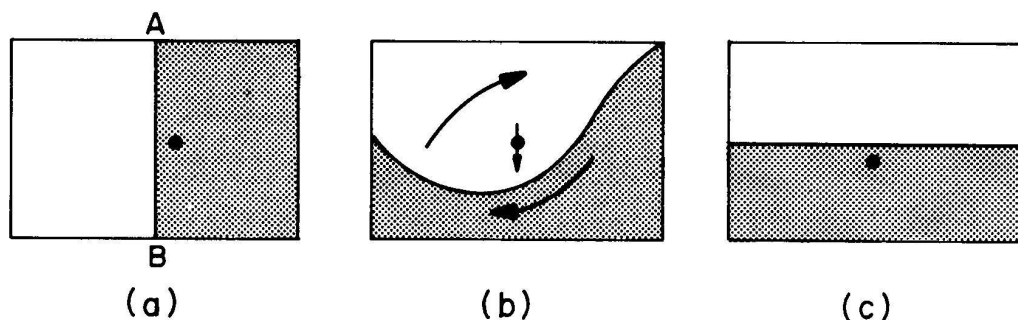


Fig.9 Umwandlung von potentieller Energie in kinetische und innere Energie [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J.M. Wallace und P.V. Hobbs].

Beachte, dass nicht die gesamte potentielle Energie des Systems in kinetische Energie umgewandelt wurde. Tatsächlich ist es nur die Senkung des Schwerpunktes vom Anfangszustand bis zum stabilen Endzustand, die Energie liefert. Man nennt den Anteil der potentiellen Energie, der sich in kinetische umwandeln lässt, die verfügbare potentielle Energie („available potential energy“, APE).

[c] **Baroklinizität:** In der Atmosphäre hat man es nicht mit einem homogenen, nicht-mischbaren Fluid zu tun. Aber es gibt eine analoge Grösse, welche die Rolle der Dichte im obigen Experiment übernimmt: die potentielle Temperatur. Die Umwandlung von verfügbarer potentieller Energie in kinetische Energie ist in der folgenden Abbildung schematisch dargestellt:

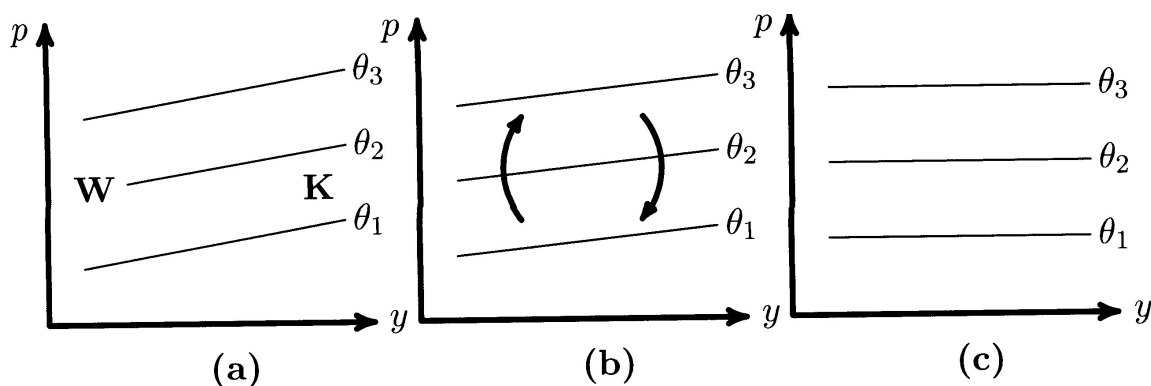


Fig.10 Umwandlung von potentieller Energie in kinetische und innere Energie in der Atmosphäre [entnommen aus „Theoretische Meteorologie, Eine Einführung“, D. Etling].

Der Anfangszustand ist gekennzeichnet durch Isentropen (Flächen konstanter potentieller Temperatur), die geneigt sind. Man spricht in diesem Fall von einem baroklinen Zustand. Im stabilen, hydrostatischen Endzustand sind die Isentropen horizontal ausgerichtet. Die freigesetzte Energie kann in kinetische Energie umgewandelt werden. Beachte, dass die potentielle Temperatur eines Luftpakets bei adiabatischer Strömung erhalten bleibt. In diesem Sinne entspricht also die potentielle Temperatur der realen Atmosphäre der Dichte im obigen Gedankenexperiment. Das Bild zeigt, dass die verfügbare potentielle Energie umso grösser ist, je stärker die Baroklinizität ist, dh. je stärker der horizontale Temperaturgradient ist.

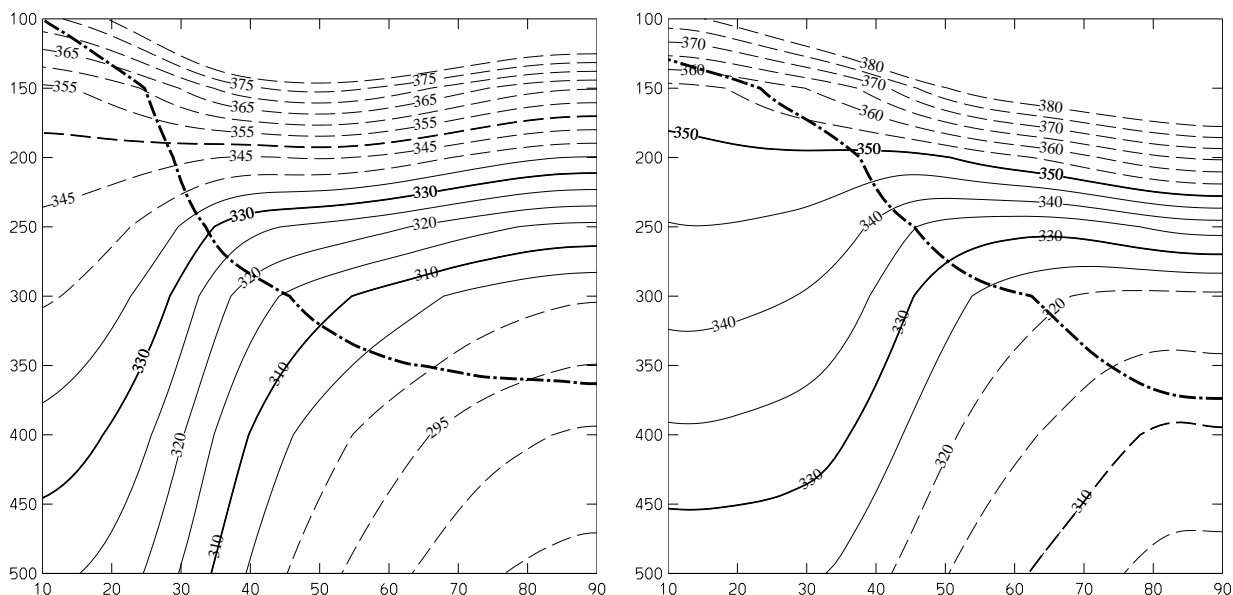


Fig.11 Die Abbildung zeigt die potentielle Temperatur in einem Nord/Süd-Schnitt für die Wintermonate 1979-1993 (links) und die Sommermonate 1979-1993 (rechts).

Aufgabe: Wo findet man besonders ausgeprägte Baroklinizität? Vergleiche die Baroklinizität im Sommer mit derjenigen im Winter. Überlege Dir auch, wie die Baroklinizität der Erdatmosphäre aufgebaut und aufrecht erhalten wird.

[d] Die zentrale Frage ist nun, wie es zu einem Abbau der Baroklinizität und damit zu einer Umwandlung von potentieller in kinetische Energie kommt. Dazu betrachten wir zunächst die horizontalen Winde und schauen, wie diese das (potentielle) Temperaturfeld beeinflussen

können.

Die folgende Abbildung zeigt, wie es durch die gegenseitige Verschiebung des Wind- und Temperaturfeldes zu einem Wärmetransport nach Norden kommt. Dort wo der Wind von der kalten zur warmen Luft zeigt, kommt es zu einer Kaltluftadvektion. Zeigt der Wind umgekehrt von der warmen zur kalten Luft, so herrscht Warmluftadvektion vor. In beiden Fällen wird ein bestehender Temperaturgradient abgeschwächt, dh. es wird die Baroklinizität abgebaut. Es ist weiterhin klar, dass ein horizontaler Wind parallel zu den Isothermen keinen Einfluss auf das Temperaturfeld hat. Besonders spannend sind also die Regionen, wo Wind (Geopotential) und Temperatur gegeneinander verschoben sind.

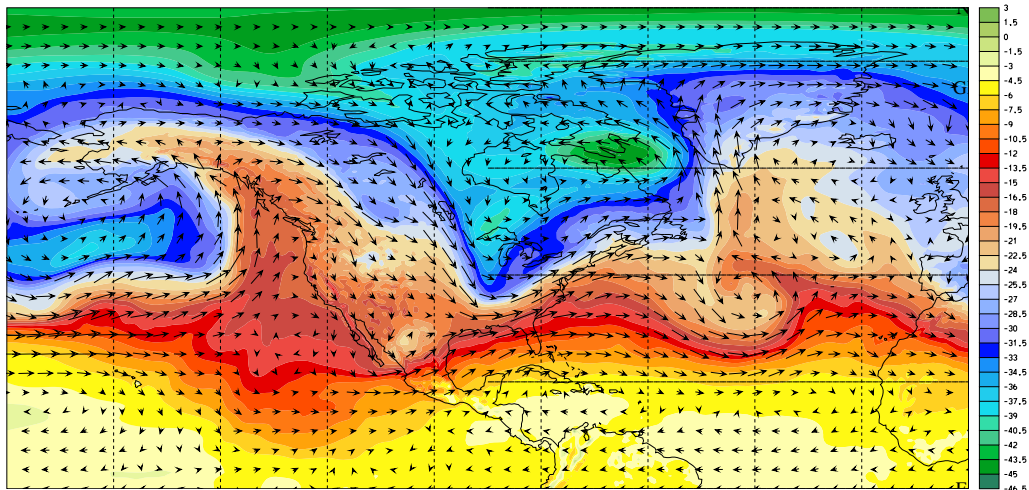


Fig.12 Temperatur und Wind auf 500hPa, entnommen aus der ERA-40 Reanalyse. Beachte besonders die Gebiete, bei denen das Windfeld nicht parallel zum Temperaturfeld ist.

[d] **Energieumwandlung in Wellen:** Im vorherigen Abschnitt wurde illustriert, dass aus einem horizontalen Temperaturgradienten kinetische Energie erzeugt werden kann. Dies geschieht zum Beispiel in den sogenannten baroklinen und planetaren Wellen der mittleren Breiten, die den bestehenden Temperaturgradienten abbauen und hieraus kinetische Energie gewinnen. Die folgende Darstellung zeigt, wie die Strömung und das Temperaturfeld bei einer solchen Strömung aussieht:

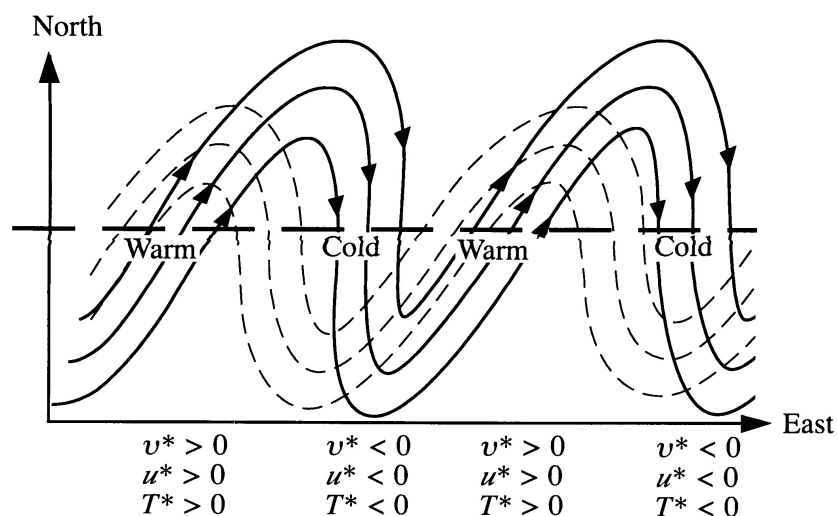


Fig.13 Schematische Darstellung der Stromlinien (ausgezogene) und der Isothermen (strichliert), wie man sie bei synoptisch-skaligen Störungen in den nördlichen Ausser-tropen vorfindet. Die Pfeile auf den Stromlinien geben die Windrichtung an [entnommen aus „Global Physical Climatology“, D.L. Hartmann].

Beachte, dass die Stromlinien im wesentlichen mit Isobaren oder Geopotentiallinien zusammenfallen, da das geostrophische Windgleichgewicht erfüllt ist. Unter der West/Ost-Achse sind die Störungen des meridionalen Windes, des zonalen Windes und der Temperatur aufgetragen. Beachte, dass die Störung des Temperaturfeldes gegenüber den Störungen des Windfeldes nach Westen verschoben ist.

Aufgabe: Überlege Dir anhand der Skizze, dass ein solches Wellenmuster zu einem effektiven Wärmetransport nach Norden führt. Was wäre, wenn es keine Phasenverschiebung zwischen Temperatur und Windfeld gäbe, oder wenn das Temperaturfeld gegenüber dem Windfeld nach Osten verschoben wäre?

In solchen Wellen wird also der ursprüngliche horizontale Temperaturgradient (warmer Süden/kalter Norden) „abgebaut“ und daraus kinetische Energie gewonnen. Tatsächlich ist dies auch die Energiequelle für die außertropischen Tiefdruckgebiete. Die folgende Abbildung zeigt, wie das Windfeld und das Temperaturfeld bei außertropischen Tiefdruckgebieten aussieht.

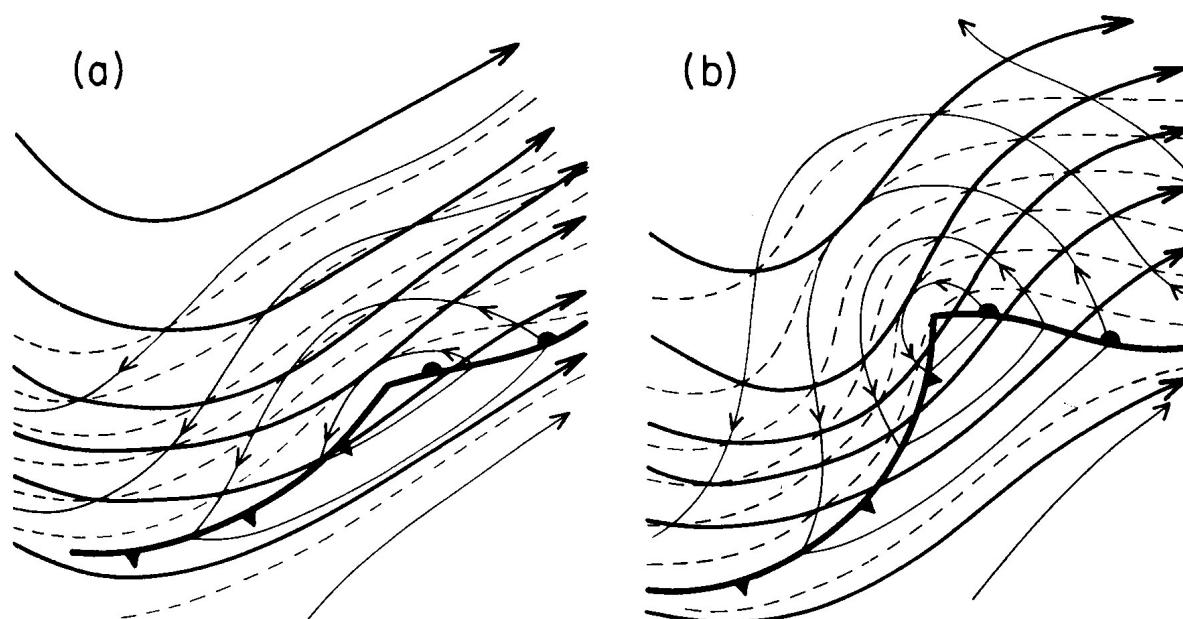


Fig.14 Idealisiertes Modell eines extra-tropischen Tiefdruckgebietes. Gezeigt ist in (a) das Anfangsstadium und in (b) entwickelte Stadium. Dünne ausgezogene Linien: Isobaren auf 1000 hPa, dick ausgezogene Linien: Geopotential auf 500 hPa, Strichlierte Linien: Relative Topographie 1000-500 hPa. Beachte, dass die relative Topographie 1000-500 hPa proportional zur gemittelten Temperatur in der Zwischenschicht ist [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J. M. Wallace and P. V. Hobbs].

Beachte, wie das Temperatur- und Windfeld gegeneinander verschoben sind. Das Temperaturfeld ist leicht nach Westen verschoben. Dadurch kommt es zu einer Kaltluftadvektion auf der Westseite des Tiefs und zu einer Warmluftadvektion auf dessen Ostseite. Insgesamt bewirkt also das Tief einen Ausgleich des meridionalen (Nord/Süd) Temperaturgradienten: Warme Luft auf der äquatorialen Seite wird nach Norden transportiert, kalte Luft auf der polaren Seite nach Süden.

Aufgabe: Welchen Effekt auf den meridionalen Temperaturgradienten erhält man, wenn das Temperaturfeld gegenüber dem Windfeld leicht nach Osten verschoben ist?

Interessant ist ferner, die vertikale Bewegung anzuschauen, die mit einer instabilen Welle auftritt. Die folgende Abbildung zeigt eine barokline Zonen (geneigte Isentropen=Isolinien der potentiellen Temperatur). Eingezeichnet ist ferner der Pfad eines Luftpaketes.

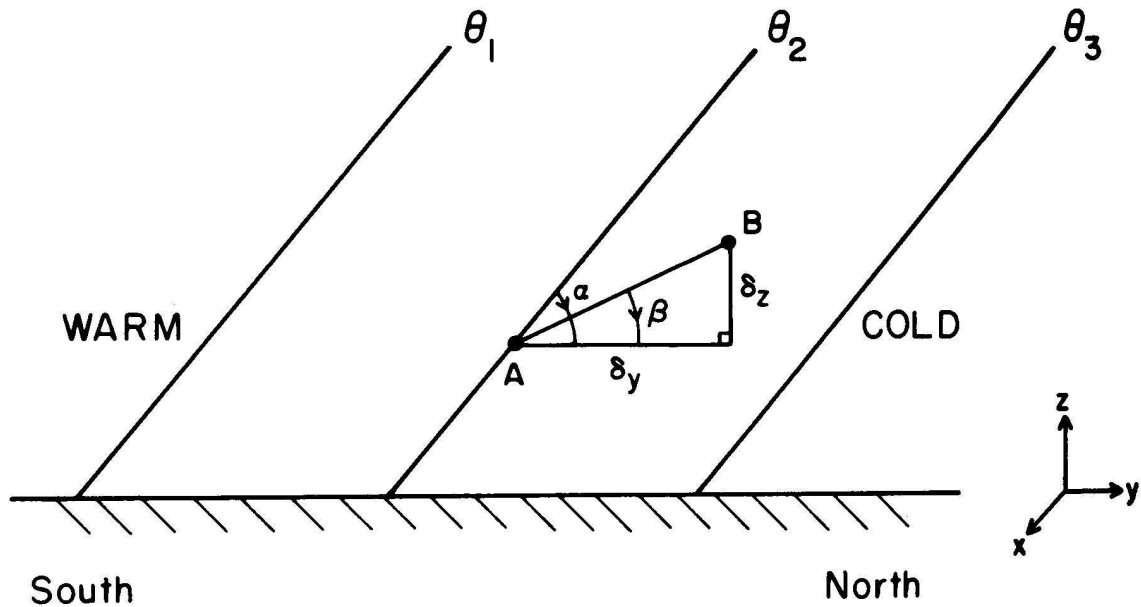


Fig.15 Barokline Zone in einem Süd/Nord-Querschnitt [entnommen aus „A Short Course in Cloud Physics“, R. R. Rogers and M. K. Yau].

Es lässt sich mit der sogenannten Parcel-Methode zeigen (siehe Vorlesung „Atmosphärenphysik“), dass die Bewegung des Luftpakets instabil wird, wenn die Neigung der Isentropen grösser ist als die Neigung der Bahn des Luftpakets. Diese Situation ist in der Abbildung wiedergegeben. Beachte, dass diese Situation mit einem Abbau der Baroklinizität einhergeht. Die Theorie der baroklinen Instabilität ist sehr umfassend, nicht zuletzt weil sie ein zentraler Mechanismus ist, wie Tiefdruckgebiete in den mittleren Breiten entstehen. In der Vorlesung „Atmosphärenphysik II“ wird die Theorie dieser Instabilität im Detail studiert. Die folgende Abbildung zeigt schliesslich die West/Ost-Struktur einer baroklinen Welle.

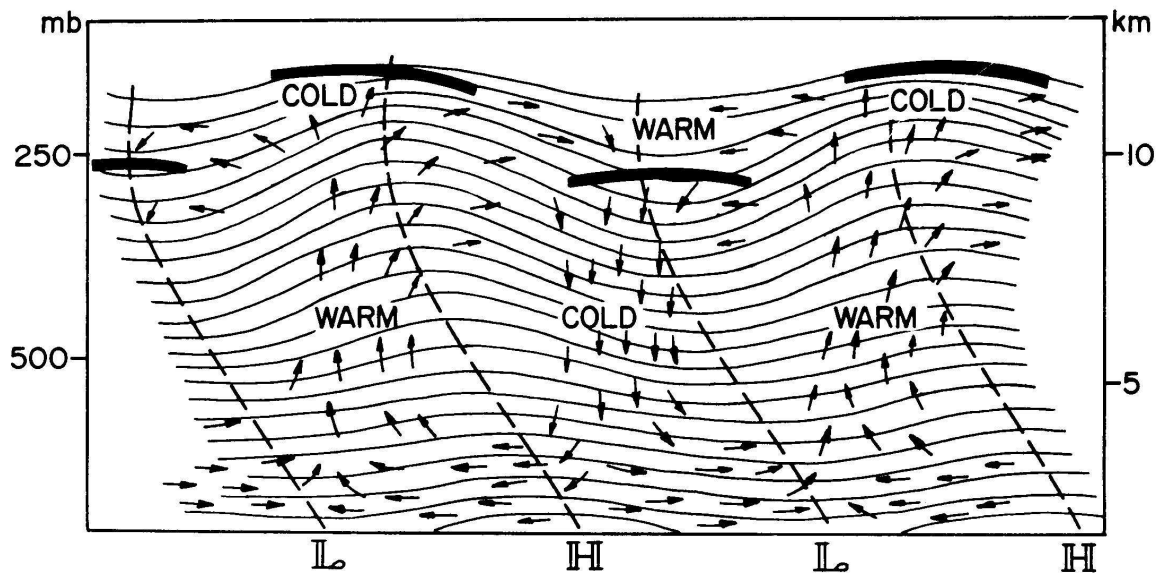


Fig.16 Idealisierte Struktur einer baroklinen Welle in einem West/Ost-Querschnitt. Die durchgezogenen Linien zeigen die Druckflächen, wobei die Steigungen um einen Faktor 5:1 gedehnt sind. Die strichlierten Linien zeigen die typische Westwärtsneigung der Wellenachse. Schliesslich ist die Lage der Tropopause durch die dicken Linien gezeigt [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J. M. Wallace and P. V. Hobbs].

[e] Trägt man in einem zonalen Mittel den Wärmetransport auf, der sich aus Wellen der obigen Art ergibt, so findet man ein klares Maximum in den mittleren Breiten:

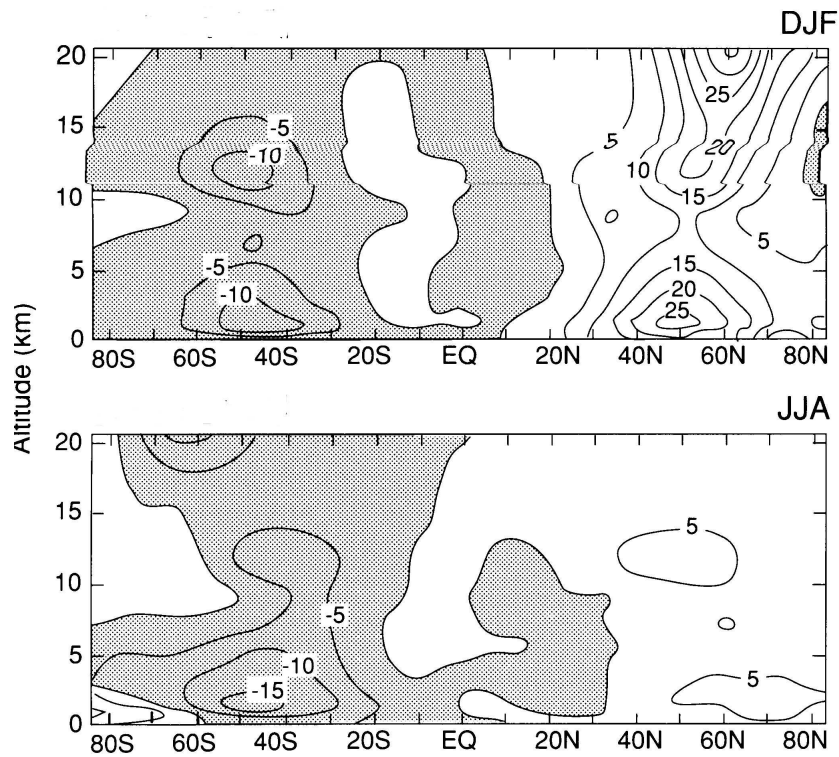


Fig.17 Zonal gemittelter Wärmetransport durch Wellen/Tiefdruckwirbel. Beachte, dass in der Südhemisphäre der polwärts gerichtete Transport negativ ist, da hier ein nordwärts gerichteter Transport als positiv definiert ist [entnommen aus „Global Physical Climatology“, D.L. Hartmann].

Aufgabe: Wie verhalten sich die Wärmetransporte im Winter und im Sommer? Vergleiche die beobachteten Transporte mit der mittleren Baroklinizität im Sommer und im Winter.

[f] **Storm Tracks:** Wie immer vermag das zonal gemittelte Bild nur einen ersten Eindruck zu vermitteln. Tatsächlich ist die Lage des maximalen Wärmetransports auch stark von der geographischen Länge abhängig. Dies ist in der folgenden Abbildung gezeigt, die den Anteil des Wärmetransports der kurzzeitigen Wellen und Wirbel darstellt:

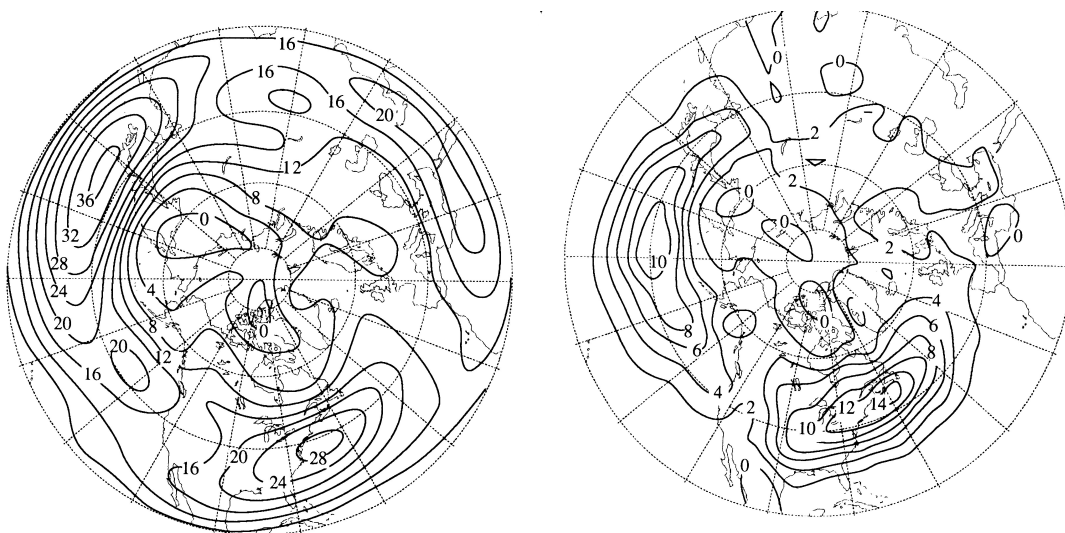


Fig.18 Wintermittel der Windgeschwindigkeit auf 500 hPa (in m/s) und des nordwärts gerichteten Wärmetransports auf 850 hPa (in m/s K). Beim Wärmetransport werden nur die Wirbel (Eddies) berücksichtigt, die eine Periode kleiner als 6 Tage haben [entnommen aus „Global Physical Climatology“, D.L. Hartmann].

Links ist die Windgeschwindigkeit auf 500 hPa aufgetragen. Die Windmaxima sind nicht zonal symmetrisch verteilt, sondern weisen eine ausgeprägte zonale Asymmetrie auf. Diese beruht zum Teil auf der asymmetrischen Land/Meer-Verteilung. Während der Wintermonate hat der subtropische Jet lokale Windmaxima stromabwärts des tibetischen Hochplateaus (Pazifik) und stromabwärts der Rocky Mountains (Atlantik). Diese lokalen Windmaxima fallen zusammen

mit den Regionen maximalen Wärmetransports. Man bezeichnet die Regionen mit starkem Eddy-Transport als „midlatitude storm tracks“, da hier außertropische Zyklonen gehäuft beobachtet werden. Die saisonale Verschiebung dieser Stormtracks hat einen wichtigen Einfluss auf das Wetter in Mitteleuropa.

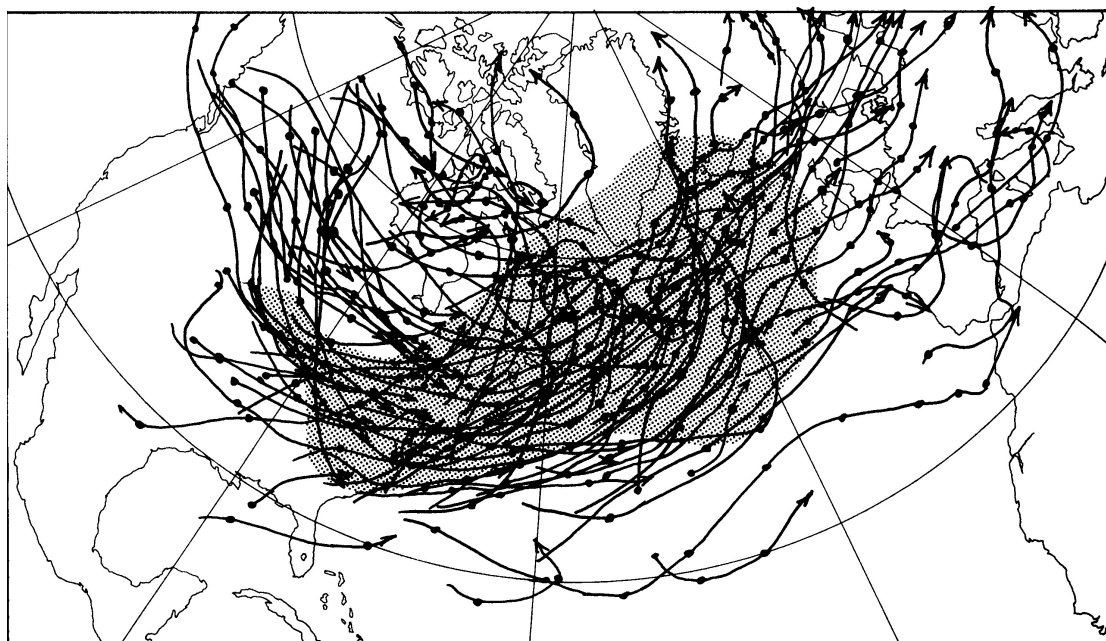


Fig.19 Spur der Tiefdruckzentren über dem Nordatlantik für die Periode Dezember 1985 bis Februar 1986. Die schattierte Region kennzeichnet Gebiete, in denen das Geopotential eine hohe Variabilität aufweist [entnommen aus „Introduction to Circulating Atmospheres“, I. N. James].

Aufgabe: Überleg Dir, wie sich die Stormtracks im Jahresverlauf verschieben. Welchen Einfluss erwartet man daher auf das Wetter in Mitteleuropa?

[g] **Zusammenfassung:** Die folgende Abbildung zeigt schematisch den Zyklus der kinetischen Energie.

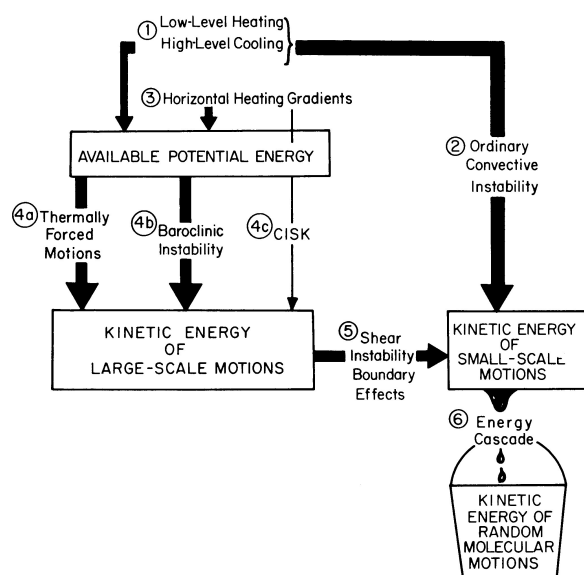


Fig.20 Schematisches Flussdiagramm für den Kreislauf der kinetischen Energie. Die Zahlen beziehen sich auf die Diskussion im Text. [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J.M. Wallace und P.V. Hobbs]

Der Zyklus lässt sich damit beschreiben als (in enger Anlehnung an „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J.M. Wallace und P.V. Hobbs):

- 1 Im globalen Mittel führen die vertikalen Gradienten der diabatischen Heizung zu einer starken Erwärmung der bodennahen Schichten und einer Abkühlung der oberen Troposphäre. Durch dieses Heizen kommt es zu einer Anhebung des Schwerpunkts der Atmosphäre. Die Zunahme der potentiellen Energie dient dann als Energiequelle für alle möglichen Bewegungen.
- 2 Ein grosser Anteil der potentiellen Energie, die durch die vertikalen Gradienten der Heizrate erzeugt werden, wird in konvektiven Instabilitäten freigesetzt. Die resultierenden konvektiven Strömungen treten örtlich stark lokalisiert auf, da die Bedingungen für die Instabilität nur lokal erreicht werden. Die kleinskalige vertikale Aufwärtsbewegung von warmen Zellen und die grösserskalige kompensierende Abwärtsbewegung führt zu einem grossen Spektrum von Bewegungen: von Mikroturbulenz bis zu Gewitterzellen.
- 3 Der grösste Teil der Atmosphäre bleibt stabil geschichtet, so dass keine konvektive Instabilität zu vertikaler Bewegung führen kann. In diesen Regionen können die horizontalen Gradienten der Heizrate zu ausgeprägten baroklinen Zonen führen. In der Baroklinizität steckt verfügbare potentielle Energie (APE), die sich vor allem auf synoptischer und planetarer Skala zeigt.
- 4 Die verfügbare potentielle Energie kann unter geeigneten Bedingungen in kinetische Energie umgewandelt werden. Zwei wichtige Prozesse, bei denen dies stattfindet, sind: (a) Thermisch angetriebene Zirkulationen, bei denen das Windfeld direkt durch die unterschiedlichen horizontalen Heizraten bestimmt wird, und (b) barokline Instabilitäten, bei denen die grosskaligen Temperaturgradienten spontan aufbrechen und zu synoptischskaligen Wirbeln (extratropische Zyklonen) führen. Beiden Mechanismen ist eigen, dass es zu einem Ansteigen warmer Luft und Absinken kalter Luft kommt. Man spricht in diesem Fall von einer thermisch direkten Zirkulation.

Bedeutung hat die thermisch angetriebene Zirkulation insbesondere in den Tropen: Monsoon und innertropische Konvergenzzone (ITCZ). Die barokline Instabilität ist wichtig in den Aussertropen, wo sie zu einem wichtigen Mechanismus für den meridionalen Wärmetransport wird.

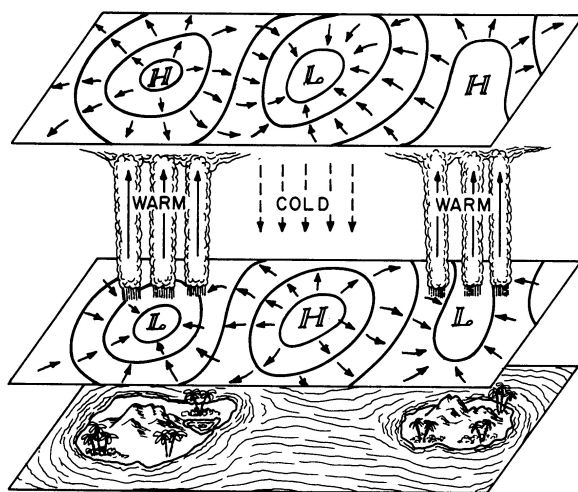


Fig.21 Idealisiertes Bild einer Monsoon-Zirkulation. Die Inseln der Abbildung stellen die tropischen Kontinente der Sommerhemisphäre dar. Durchgezogene Linien: Isobaren oder Geopotential auf Meereshöhe oder 1000 hPa und auf 14 km oder 200 hPa. Die kurzen Pfeile zeigen den Wind, der die Isobaren durchstösst [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J.M. Wallace und P.V. Hobbs].

Ein dritter Mechanismus, bei dem die potentielle Energie horizontaler Temperaturgradienten in kinetische Energie umgewandelt wird, wird als CISK (Convective Instability of the Second Kind) bezeichnet. Dies ist der Mechanismus, der als ein möglicher Mechanismus bei der Bildung von Hurricanes von Bedeutung ist. Während die barokline Instabilität

sich auf einen bereits bestehenden Temperaturgradienten stützt, bilden Hurricanes ihren eigenen warmen Kern selbst aus. Dazu absorbieren sie latente und fühlbare Wärme von der Meeresoberfläche und wandeln die latente Wärme in den Niederschlagsgebieten im Zentrum in fühlbare Wärme um. In diesem Sinn baut der Hurricane-Mechanismus sowohl potentielle Energie auf und wandelt sie in kinetische Energie um. Es ist jedoch zu beachten, dass die Theorie zur Ausbildung von Hurricanes sehr vielschichtig ist. Besonders wichtig scheint ein tiefgreifendes Verständnis der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und der darunterliegenden Meeresoberfläche zu sein.

- 5 Irregularitäten der Erdoberfläche (Gebirge) führen zu mesokaligen Strömungen. Ein Beispiel wurde in Kapitel 3 gezeigt, wo die Überströmung der Rocky Mountains zu einer massiven vertikalen Auslenkung der Isentropen (in erster Näherung Stromlinien) und damit verbundener Turbulenz führte. Ein Umwandlung von grosskaliger Bewegungsenergie in kleinere Bewegungen findet auch in Scherungsinstabilitäten statt. Hat man zum Beispiel eine starke Zunahme des Windes mit der Höhe, so kann es zur sogenannten Kelvin-Helmholtz-Instabilität kommen. Diese Instabilität kann sich zum Beispiel in „aufrollenden“ Wolkenformationen zeigen:

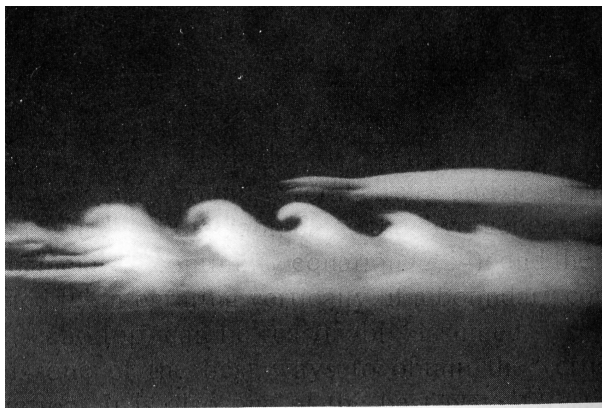


Fig.22 Beispiel einer Kelvin-Helmholtz Instabilität am Rand einer Stratuswolke [entnommen aus „Cloud Dynamics“, R.A. Houze]

- 6 In einer Kaskade von immer kleiner werdender Wirbel wird die kinetische Energie schliesslich auf die thermische Bewegung der Luftmoleküle übertragen, dh. in innere Energie umgewandelt. Im Gesamtbudget der inneren Energie spielt der Beitrag dieser Energiekaskade allerdings keine allzu grosse Rolle. Andere Quellen und Senken der inneren Energie sind ungleich wichtiger.

Schaltet man alle Quellen der kinetischen Energie aus, so muss alle Bewegung in der Atmosphäre schlussendlich zum Stillstand kommen. Abschätzungen ergeben, dass es ca. innerhalb einer Woche zum Stillstand käme.

5.3 Literatur

1. „**Atmospheric Science, An Introductory Survey**“ von J.M. Wallace und P.V. Hobbs enthält eine sehr ausführliche Diskussion der Energetik der Atmosphäre. Der Energetik-Teil des Skripts ist stark an die Diskussion in diesem Buch angelehnt.
2. „**Dynamics in Atmospheric Physics**“ von R. S. Lindzen diskutiert das gemittelte Geopotentialfeld, wie es im ersten Teil des Skripts getan wird.
3. „**Atmosphere-Ocean Dynamics**“ von A. Gill und „**An Introduction to Dynamic Meteorology**“ von J. R. Holton diskutieren sehr ausführlich die Struktur und die Energetik von aussertropischen Tiefdruckgebieten.
4. „**Global Physical Climatology**“ von D. L. Hartmann gibt einen guten Überblick über den meridionalen Wärmetransport, der durch Tiefdruckwirbel bewirkt wird.